

В. А. СОКОЛОВ, Л. П. ГАЛДОБИНА, А. В. РЫЛЕЕВ, Ю. И. САЦУК,
А. П. СВЕТОВ, К. И. ХЕЙСКАНЕН

ГЕОЛОГИЯ, ЛИТОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЯТУЛИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

В. А. СОКОЛОВ, Л. П. ГАЛДОБИНА, А. В. РЫЛЕЕВ,
Ю. И. САЦУК, А. П. СВЕТОВ, К. И. ХЕЙСКАНЕН

ГЕОЛОГИЯ, ЛИТОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЯТУЛИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

1973 г.

В работе изложены материалы детальных литологических исследований вулканогенно-осадочных ятулийских образований среднего протерозоя Центральной Карелии, их вещественный состав, текстурные и структурные признаки, характер строения разреза. В результате анализа фактического материала выполнены палеофациальные и палеогеографические реконструкции для различных периодов ятулийского времени. На основе палеогеографических схем дан прогноз полезных ископаемых.

Книга рассчитана на широкий круг геологов производственных и научных организаций, интересующихся литологическими исследованиями докембрийских образований.

Редакционная коллегия:

В. А. Соколов (председатель), Б. Я. Алексеев, Г. С. Бискэ, А. И. Богачев, А. С. Пекки, В. И. Робонен, М. А. Елисеев (секретарь).

Научный редактор
кандидат геолого-минералогических наук
В. И. РОБОНЕН



ВВЕДЕНИЕ

Термин «ятулий» был введен в геологическую практику Седерхольмом в 1897 г. Под этим названием, происшедшим от имени мифических племен великанов — ятулов, якобы населявших когда-то Финляндию, была выделена толща конгломератов, кварцитов, доломитов, шунгитовых сланцев с пластами основных пород. В последующие годы ятулийские отложения Балтийского щита привлекали к себе внимание многих исследователей. Этому способствовали веские причины.

Во-первых, ятулийские отложения, имеющие значительное площадное развитие на Балтийском щите, приобрели значение маркирующего горизонта в разрезе докембрия; толщи ятулийских пород, обладающих рядом специфических геологических и литологических особенностей, стали использоваться как опорные горизонты при определении относительного возрастного положения остальных толщ.

Во-вторых, ятулийские толщи, сложенные широким набором осадочных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных, в разной степени метаморфизованных пород с разнообразными первичными структурами и текстурами, явились благодатным объектом для выработки методов литологического и вулканологического изучения докембрийских отложений.

В-третьих, ятулийские породы (кварциты, карбонаты, шунгитовые породы и др.) сами по себе являются полезными ископаемыми, а с некоторыми из них (конгломератами, вулканитами и др.) связано золотое, медное и другого типа оруденение.

Учитывая важное научно-геологическое и практическое значение ятулийских отложений, а также то, что многие вопросы их геологии и литологии не получили достаточного освещения и были предметом оживленной дискуссии, Институт геологии в 1961 г. начал тематические исследования геологии и литологии ятулийских отложений Центральной Карелии. Эти исследования явились логическим продолжением работ Института по изучению карбонатных пород Карелии (В. А. Соколов, 1963).

Изучение «терригенного ятулия» было начато в Центральной Карелии не случайно. На этой территории широко развиты ятулийские отложения, представленные разными типами пород и разрезов, характерных для ятулия вообще. В геологическом отношении данная территория была наиболее изучена в Карелии. Этому способствовало то, что здесь проводились: региональное геологическое картирование в 30-х годах (В. М. Тимофеев, Н. Г. Судовиков, Ю. С. Неуструев, Ю. С. Желубовский, В. Н. Нумёрова, Л. Я. Харитонов и др.), широкие поисково-разведочные работы СЗТГУ, начатые в 1945 г. (Г. Т. Макеенко, С. А. Дюков, М. А. Гилярова, Л. Я. Харитонов, В. А. Перевозчикова, А. В. Миндлина,

Л. А. Кириченко, Г. О. Глебова-Кульбах, С. И. Зак, В. В. Яковлева, Г. А. Поротова, З. Т. Громова, В. А. Попова, Е. М. Михайлюк, Т. А. Лутковская, Ю. А. Вильтер, Т. К. Николаевская, Г. Н. Николаевский, А. И. Кайряк и многие другие), тематические исследования сотрудников Института геологии (К. О. Кратц, О. А. Рийконен, В. И. Робонен, Н. Ф. Демидов, М. М. Стенарь, К. А. Инина, В. М. Чернов, Ю. И. Лазарев, В. Я. Мейльбаум), а также других организации (И. П. Тимченко, И. Н. Лобанов, В. З. Негруца и Т. Ф. Негруца, В. А. Шкворов, Б. Н. Шустов, Ю. Б. Богданов и др.). Работы перечисленных и ряда других исследователей были использованы нами в разной мере.

Тематические работы проводились в 1961—1962 гг. в районе Сегозера — Елмозера — Ругозера с рекогносцировкой в район оз. Селецкого и Янгозера; в 1963 г. в районе оз. Селецкого — Маслозера — Лубосалмы; в 1964 г. в районе оз. Янгозера — Чинозера, пос. Воломы, д. Святнаволок, пос. Костамукса; в 1965 г. в районе г. Медвежьегорска; в 1966 г. проводились дополнительные исследования в ряде районов развития ятулия, изученных ранее.

В полевых работах принимали участие научные сотрудники: В. А. Соколов — руководитель и ответственный исполнитель темы, Л. П. Галдобина, А. В. Рылеев, Ю. И. Сацук, А. П. Светов (с 1963 г.), К. И. Хейсканен, а также препараторы: Г. М. Кононова, В. Г. Кударенко и временные сезонные работники.

Детальному геолого-литологическому изучению было подвергнуто 290 разрезов ятулийских отложений, составлено 200 детальных геологических планов на глазомерной основе, закартированы значительные площади развития ятулийских отложений, проведено более 5000 замеров падения косой слоистости и т. д. В процессе камеральной обработки просмотрено более 3000 шлифов, сделано 1700 химических и спектральных анализов¹ и т. д.

Естественно, что значительная часть фактического материала, использованного при написании данной работы, не могла быть приведена в монографии и хранится в рукописном виде в архиве Института.

Работа состоит из четырех основных разделов, в которых дается описание геологии, литологии, палеогеографии ятулийских отложений, а также некоторых видов полезных ископаемых, связанных с ятулийскими породами. Доля участия авторов в написании разделов работы указана в оглавлении.

Авторы выражают благодарность за помощь и содействие всему коллективу отдела региональной геологии, сотрудникам лабораторий и оформительского бюро Института. Авторы также признательны К. О. Кратцу, Л. Н. Ботвинкиной, В. А. Гроссгейму, В. И. Робонену, просмотревшим рукопись и сделавшим ряд полезных замечаний.

¹ Химические анализы выполнены аналитиками Института В. А. Ахвонен, В. А. Донльницыной, А. Н. Федосеевой, Г. И. Капустиной, Н. Д. Мальковой; спектральные анализы — Э. С. Васильевой, В. А. Королевой; минералогические — Н. Д. Сыромятиной.

Часть I

ГЕОЛОГИЯ ЯТУЛИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

Глава I

МЕТОДИКИ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЯТУЛИЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

При выборе методов изучения ятулийских отложений учитывалось, что эти в различной степени метаморфизованные докембрийские образования: а) представлены довольно большим количеством типов пород — осадочных (различной зернистости и состава псефито-псаммитовые, глинистые, карбонатные, железистые, коры выветривания и смешанные); вулканогенных (основные эффузивы); осадочно-вулканогенных (туфы, туффиты, силициты), переслаивающихся и фациально замещающих друг друга в вертикальном и горизонтальном направлениях; интрузивных (диабазы, габбро-диабазы, альбититы); б) в подавляющей массе являются немymi, и палеонтологические методы изучения применимы к ним в редких случаях; в) характеризуются как пологим ($10-30^\circ$), так и крутым ($70-90^\circ$) залеганием; г) имеют неравномерную по площади обнаженность.

Основная особенность подхода к изучению ятулийских отложений — комплексность их исследования. При этом, комплексность выражалась не только в комплексе методик, применяемых для изучения состава, текстур и других признаков пород, но и в том, что задачи геологии, литологии, палеовулканологии ятулийских образований решались параллельно с взаимной увязкой и проверкой результатов, получаемых при использовании разных методов (литологических, вулканологических, математических и т. д.). Результаты решения какой-нибудь самостоятельной задачи, например, изучения ритмичности или цикличности, установления подводящих магматических каналов и т. д., использовались для решения ряда геологических вопросов. С другой стороны, изучение геологии (последовательности напластования пород, их мощности и т. д.), не являясь самоцелью, предоставляло возможность решать вопросы о фациальной изменчивости пород по горизонтали и в вертикальном разрезе, т. е. использовать геологические данные для решения литологических или других задач. В результате материалы коллектива исследователей, имевших свои специфические тематические задания¹, служили общей цели всестороннего изучения условий формирования полифациальных ятулийских отложений и связанных с ними полезных ископаемых.

Вопросы методики изучения протерозойских, в том числе и ятулийских, отложений Карелии уже освещались в печати (К. О. Кратц, 1963; В. А. Соколов, 1960, 1963; В. З. Негруца, 1963; К. О. Кратц, В. И. Робо-

¹ В составе коллектива исследователей работали сотрудники, проходившие аспирантскую подготовку.

нен, В. А. Соколов, В. М. Чернов, 1966; Л. Л. Безденежных, Т. Ф. Негруца, В. З. Негруца, 1966). Поэтому мы лишь кратко охарактеризуем использованные нами приемы исследований, придерживаясь такой последовательности в изложении: 1) методы и приемы полевых исследований; 2) методы камеральной обработки; 3) методы и приемы суммирования и изображения фактического материала. Большинство применяемых нами методов исследования в различной степени используется при изучении более молодых отложений, а в последние годы стали все более полно применяться при изучении докембрийских образований.

Методы и приемы полевых исследований

При полевых исследованиях, проводившихся параллельно несколькими исполнителями, на первом этапе работ в новом для исследователей районе выполнялись совместные рекогносцировочные маршруты как вкрест, так и по простиранию ятулийских толщ. Эти маршруты в районах, для которых имелись геологические карты среднего масштаба, ставили задачу ознакомления с развитыми в их пределах комплексами пород, уточнения тектонических структур, установления стратиграфической последовательности и состава толщ, а также выбор участков для составления (описания) детальных литологических разрезов или площадей для детального картирования. При документации обнажений отмечались все геолого-литологические особенности пород и проводились замеры падения косо́й слоистости.

Для замеров падения косых слойков был применен прибор, более простой по сравнению с имеющимися конструкциями (А. Р. Бурачек, 1933; С. Г. Саркисян и Л. Т. Климова, 1955; Л. Н. Ботвинкина, 1962), названный «косомером», позволяющий получать истинные азимуты падения косых слойков непосредственно на обнажении. Принцип работы косомера, основанный на методике А. В. Хабакова (1940), получил освещение в печати (Л. П. Галдобина и др., 1966).

Использование косомера позволяло уже в поле получать данные о направлении падения косо́й слоистости, снимая искажения, связанные с воздействием тектонических напряжений в складчатых осадочных пластах. Применимость такой методики для ятулийских отложений теоретически иллюстрирована Ю. И. Лазаревым (1966).

Значительное внимание при рекогносцировочных работах обращалось на поиски контактов ятулийских толщ с породами доятулийского основания.

На втором этапе работ осуществлялось выборочное площадное геологическое крупномасштабное картирование на участках сложного геологического строения ятулийских толщ, а также детальное литологическое и палеовулканологическое описание пород в разрезах по выбранным ранее профилям. Линии профилей намечались через 5—10 или 10—12 км друг от друга по простиранию ятулийских структур и с учетом преобладающего направления переноса обломочного материала, установленного на основе данных о падении косо́й слоистости. В участках с установленной резкой фациальной изменчивостью пород по горизонтали расстояния между профилями по возможности уменьшались. Таким образом, для пород ятулийского типа в условиях Карелии при литологических исследованиях можно рекомендовать планирование литологических профилей через 15—20 км друг от друга.

На участках выбранных профилей вкрест простирания пород составлялся глазомерный план полосы шириной 200—500 м с нанесением всех обнажений, которые перед документацией по возможности очищались от

мха и промывались. Перед началом детального литологического описания пород просматривался весь разрез для установления основных особенностей смены литологических характеристик пород в вертикальном разрезе, намечались возможные литолого-геологические границы между толщами, пачками, слоями. Затем производилось детальное, слой за слоем, описание всего разреза по программе литологических работ, рекомендуемых при изучении более молодых толщ (Л. Н. Ботвинкина, 1959, 1960, 1962, 1965; Л. Б. Рухин, 1953; А. В. Хабаков, 1964).

Из всего комплекса литологических наблюдений основное внимание при изучении осадочных пород обращалось на выявление ритмичности в строении слоев, на характер изменения ритмов по разрезу и их соподчиненность, на текстурные и структурные характеристики пород, слагающих ритмы, на характер границ между слоями и морфологию слоев.

Большое внимание уделялось описанию морфологии слоистости и сочетанию морфологических типов слоистости, текстурным знакам на плоскостях напластования, изменению гранулометрии и окатанности обломков, цвета осадков, а также установлению их вещественного состава. В ряде разрезов были проведены специальные (для математической обработки) измерения смены величины зерен через каждые 10 см по разрезу. В каждой точке с помощью ручного микроскопа измерялась величина не менее 10 зерен.

В ходе детального описания отбирались образцы для петрографического изучения (а также на спектральный и химический анализы) из всех разновидностей пород и из однотипных пород в интервалах не более 5 м.

При полевом изучении основных эффузивов, прежде всего путем тщательного осмотра обнажений, намечались границы между отдельными покровами, потоками на основе смены в вертикальном разрезе разновидностей пород определенного состава, характеризующихся присущими им текстурно-структурными признаками. В выделенных потоках описывались все составляющие их разновидности, характер их перехода и палеовулканологические особенности (ориентировка отдельных миндалин и их скоплений, трахитоидность и т. д.). Особое внимание уделялось описанию контактов лавовых потоков между собою и с осадками. Устанавливались форма контактовых поверхностей, контактовое влияние, а также текстуры пород, по которым часто удавалось определить направление течения лавы (шаровые лавы, языки течения, автобрекчии и т. д.). Фиксировался характер отдельности в породах. Из подошвы, средней части и кровли каждого потока отбирались образцы для петрографического, химического, спектрального и другого изучения.

Как отдельные слои, пачки, так и покровы основных пород тщательно привязывались и наносились на глазомерные планы и разрезы. При этом производились зарисовки и фотографирование обнажений.

В ходе послойного описания разреза обращалось внимание на все проявления изменения пород (рассланцевание, изменение окраски, появление минеральных новообразований, частичная перекристаллизация и т. д.).

Весь полевой фактический материал по мере его накопления сводился на картах, разрезах, колонках, таблицах и диаграммах.

На третьем этапе осуществлялись проверочные и редакционные маршруты в различных участках района работ для увязки полученных геолого-литологических данных, прослеживания отдельных горизонтов по простиранию и получения дополнительных данных по фациальной смене осадков и направлениям падения косой слоистости.

Методы и приемы камеральной обработки материалов

Весь фактический полевой материал, собранный в ходе рекогносцировочных маршрутов, крупномасштабного картирования и детальных геолого-литологических описаний и проверочных маршрутов, подвергался всесторонней камеральной обработке, основная цель которой сводилась к получению информации об истории формирования ятулийских отложений.

Изучение вещественного состава и структурных характеристик пород велось параллельно по группам пород: обломочных, глинистых, карбонатных, основных эффузивов, продуктов древнего выветривания и т. д. Учитывая, что диагностика осадочных пород ятулия затруднена тем, что они часто переслаиваются и постепенно переходят друг в друга, было предложено классифицировать их по составу на основе треугольника (фиг. 28) по методу Н. Н. Верзилина (1962). При этой условной классификации удалось четко ограничить группы конгломерато-песчаных, глинистых (слюдистых) и карбонатных пород в «чистом» виде или подгруппы с различным количеством (от 5 до 40%) «примесей» других пород (всего 12 подразделений), а также группы и подгруппы смешанных по составу пород (еще 7 подразделений).

Применяемая система классификации ятулийских пород на 19 подразделений — сугубо условна и лишь частично выдержана с генетической точки зрения. Однако эта классификация учитывает реально существующие в составе ятулийских толщ ассоциации пород, и от нее более или менее удобно переходить к условным обозначениям на литолого-стратиграфических разрезах и колонках, которые изображаются в комбинации трех знаков (в колонках) для каждого слоя породы. В первой колонке показаны либо основные группы (1, 5, 9 поля треугольника), либо основной компонент осадка, определяющий название группы (2, 3, 4, 6, 7, 8 и другие поля треугольника), в то время как в третьей колонке дополнительно указываются вещественный состав цемента и минералы примеси. Во второй колонке характеризуются текстурные признаки пород. Кроме того, системой условных знаков предусмотрено изображение гранулометрии обломочной части осадка и степени его окатанности.

При микроскопическом изучении группы псаммитовых пород особое внимание уделялось определению величины зерен. В качестве шкалы гранулометрии принята геометрическая прогрессия с базой 1 мм и зна-

менателем $2^{\frac{n}{2}}$ ($n = \dots -2; -1; 0; 1; 2; \dots$). Таким образом, отрезок шкалы выражается в следующих цифрах (границы интервалов в мм): ... 2,82; 2,00; 1,41; 1,00; 0,707; 0,500; 0,350; 0,250; 0,177; 0,125; 0,088 ...

В соответствии с принятой шкалой в шлифах параллельно с минералогическим анализом на интеграционном столике и оценкой окатанности зерен по трехбалльной шкале определялись диаметры зерен породы по выделенным фракциям. Затем осуществлялся переход к количественным процентам и после устранения эффекта срезания обломочного зерна плоскостью шлифа — расчет среднего «логарифмического» размера и стандартного отклонения по стандартной методике.

Полученные результаты использовались для построения графиков гранулометрии, кривых гранулометрических характеристик в исследованных разрезах и генетической диаграммы по Л. Б. Рухину (1959).

При изучении обломочных пород производились минералогические исследования протолок из проб, отобранных из подошвы и кровли крупных осадочных циклов в вертикальном разрезе и по простиранию.

В полевых условиях проба составлялась из отдельных штуфов по разрезу с общим весом 3—10 кг. В процессе камеральной обработки выявлялась необходимость дополнительного отбора проб с отдельных разрезов. В таких случаях пробы группировались из образцов каменной коллекции с общим весом 0,5—2,0 кг. Результаты минералогических определений, пересчитанные в граммах на тонну, наносились на карту по каждой пачке, в результате чего выделены участки той или иной минерализации. Кроме того, проведен анализ изменения минерализации во времени, т. е. в разрезе.

При изучении первичноглинистых пород, кроме обычных петрографических исследований для установления вещественного состава пород, кстати, часто трудно выполнимых из-за их мелкозернистого сложения, использовались химические, спектрографические и термические анализы. Данные химического анализа глинистых пород были рассчитаны по методу А. Б. Ронова и З. В. Хлебниковой (1957) для нанесения на треугольники колебаний состава глиен климатических поясов, а также по методике В. К. Головенка (1964) для сопоставления с составом других глинистых пород на соответствующих графиках. Учитывая полученную после пересчетов фаціальную информацию, можно сделать вывод о перспективности указанных методик.

При изучении карбонатных пород для диагностики кальцита и доломита были использованы методы окрашивания (В. А. Соколов, 1963), апробированные при исследовании карбонатных пород протерозоя.

Изучение продуктов древнего выветривания производилось микроскопическим, химическим и спектральным методами. При этом полученные данные служили для сравнительного анализа минералогического и химического составов в профиле выветривания.

Наряду с изучением продуктов выветривания велась обработка данных по выявлению погребенных микро- и мезоформ рельефа. Если микроформы рельефа выявлялись непосредственно при документации обнажений, то для установления мезоформ приходилось выполнять графические построения на детальных планах соответствующих участков по выведению маркирующего горизонта (пласта) в горизонтальное положение и последующего определения истинной мощности осадков, имеющих различные значения.

При камеральной обработке материалов по эффузивным основным породам, наряду с задачей их всестороннего петрографического и петрохимического изучения, ставились конкретные задачи установления критериев отличия покровов эффузивов от пластовых залежей интрузивных пород, а также отличия нижнеятулийских основных пород от среднеятулийских. Решение общей и частных задач, которое осуществлялось уже в полевой период, основывалось на методах сравнительного текстурного и структурного анализа пород, минералогического, химического и спектрографического их изучения. Текстуальный анализ пород отдельных покровов позволил выработать критерии отличия пород подошвы от пород середины и кровли потоков¹.

Микроскопическое изучение состава и структур пород дало возможность выявить характерные особенности не только пород различных частей разреза лавовых потоков, но и отдельно нижнеятулийских и среднеятулийских эффузивов.

Большие потенциальные возможности для установления природы основных пород заложены в методе петрохимического изучения основных вулканитов. Пересчеты химических анализов по общепринятому спо-

¹ Здесь и далее понятия «лавовый поток» и «лавовый покров» рассматриваются, как тождественные.

собу А. Н. Заварицкого и нанесение их составов на вариационные диаграммы позволили установить основные направления дифференциации магмы. Наиболее наглядно тип дифференциации основных пород ятулия стал виден после составления тройных диаграмм состава $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, $\text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O}$, MgO .

При изучении всех групп пород широко использовался полуквалиметрический спектральный анализ. Суммирование данных этого анализа в разных сочетаниях и для решения различных задач позволило установить, с одной стороны, закономерные связи ряда микроэлементов с определенными группами пород, а с другой стороны, дало возможность судить о некоторых особенностях формирования самих групп пород.

Для обработки результатов спектральных анализов все осадочные породы были разделены на 4 группы: 1) песчаники с базальным (глинистым) цементом; 2) конгломераты, гравелиты, песчаники, кварцито-песчаники; 3) глинистые породы и 4) песчаники с карбонатным цементом. Обработка материалов проводилась в трех направлениях:

а) Изучался характер распределения микроэлементов в группах пород внутри осадочных толщ. Для этого подсчитывалось среднее содержание каждого элемента и по полученным данным строились кривые поведения микроэлементов.

б) Изучался характер площадного распределения химических элементов по каждой осадочной толще, для чего подсчитывалось среднее содержание каждого элемента в группах в каждом задокументированном разрезе и наносилось на схематическую карту.

в) Изучалось поведение химических элементов в одинаковых группах разных толщ, т. е. их изменение в вертикальном разрезе (или во времени), для чего строились графики кривых среднего содержания элементов.

Обработка результатов спектрального анализа основных пород производилась преимущественно отдельно, по группам эффузивных и интрузивных пород, а внутри групп — по петрографическим разновидностям с составлением вариационных графиков содержаний отдельных элементов. Все это позволило в конечном счете получить некоторые данные о приуроченности отдельных микроэлементов к породам определенного состава и возраста.

В камеральный период продолжалась работа по изучению текстур осадочных пород, а также систематизировались зарисовки и фотографии, в небольшом объеме проводилось изучение слоистости по шлифам, устанавливался вещественный состав слоев и т. д. Основное же внимание было сосредоточено на графическом изображении материала по текстурам на колонках, графиках, картах, приемы и методы построения которых достаточно полно описаны в методических руководствах (Л. Н. Ботвинкина, 1965). Не останавливаясь на этих вопросах, мы большее внимание уделим описанию приемов изображения данных по направлению падения косой слоистости.

При камеральной обработке фактического материала элементы залегания косой слоистости наносились на круговые диаграммы, разбитые на 24 сектора через 15° , от 0 до 360° по часовой стрелке. По количеству замеров в каждом секторе были построены розы направления падений косой слоистости для трех пачек осадочных пород нижней толщи и объединенные розы — для средней и верхней толщ. При построении диаграммы косой слоистости в каждом отдельном случае принимались замеры направления падения слоев лишь в сериях определенного мор-

фогенетического типа слоистости, например, направленных береговых течений, наземных потоков, русловых потоков и т. д.

На палеофациальных схемах азимуты падения косой слоистости нанесены векторами средних направлений ($\bar{\alpha}$), определенных по формуле: $\bar{\alpha} = \frac{\sum \sin \alpha}{\sum \cos \alpha}$, откуда вектор находится по таблицам В. М. Брадиса. Значения синусов и косинусов получены из этих же таблиц и подсчитаны для каждого разреза, т. е. среднее для каждых 15° . Например, в секторе $0-15^\circ$ $\sin \alpha = 0,13$, а $\cos \alpha = 0,99$, в секторе $180-195^\circ$ $\sin \alpha = -0,13$, а $\cos \alpha = 0,99$. Затем табличные значения синусов и косинусов каждого сектора умножались на количество замеров этого сектора и результаты записывались со своим алгебраическим знаком, который учитывался при определении среднего вектора по таблицам тангенсов. Например, $\bar{\alpha} = 0,8391$, откуда $\bar{\alpha} = 40^\circ$. При положительном синусе и отрицательном косинусе средний вектор равен $180^\circ - 40^\circ = 140^\circ$.

Одновременно с определением среднего направления падения косой слоистости определялась и степень ориентированности (\bar{a}) косой слоистости по формуле: $\bar{a} = \frac{R}{n}$, где $R = \sqrt{\sum \sin^2 \alpha + \sum \cos^2 \alpha}$; R — средний модуль, n — количество замеров.

На палеофациальные схемы стрелками нанесены средние азимуты направления падений косой слоистости. Длина стрелки отображает количество замеров, причем, за «0» принят 1 см длины стрелки, а дальше 1 мм длины соответствуют 2 замера. Степень ориентированности (\bar{a}) отображена затушеванной частью стрелки в пределах 0—1. Например, $\bar{a} = 0,8$, длина стрелки 2 см, значит затушеванная часть стрелки равна 1,6 см.

Единичные замеры (1—2) направления падения косой слоистости на схемах нанесены тонкой стрелкой в масштабе: 1 замер = 0,5 см.

Математическое моделирование процессов ятулийского осадконакопления

Существенным дополнением к комплексу использованных геолого-литологических методик изучения ятулийских отложений служили методы моделирования процессов осадконакопления, впервые применяющиеся для докембрия (К. И. Хейсканен, 1964). Математической обработке подвергался материал, собранный при детальном литологическом изучении ятулийских разрезов, а также результаты опробования разрезов «терригенно-карбонатного ятулия» (В. А. Соколов, 1963). Описание разреза ятулийских образований в районе д. Костамукса заимствовано из материалов А. И. Кайряка.

Постановка вопроса. Современные представления о процессах седиментации свидетельствуют о существовании зависимости свойств накапливающегося осадка от характера геологических явлений, происходящих в питающей области во время переноса осадочного материала и в области накопления. Можно предположить, что эта обусловленность отражает работу гипотетического «механизма осадкообразования». Этот природный «механизм» в соответствии с той или иной комбинацией факторов осадкообразования (тектонических, климатических и пр.) генерирует осадок, характеризующийся определенным (в вероятностном смысле) комплексом физических, химических свойств, текстурных и прочих признаков (параметры осадка). Такой «механизм» по аналогии с тео-

рией автоматического регулирования может быть назван «динамической системой»; факторы осадкообразования играют при этом роль входных переменных (возмущающих воздействий), а параметры осадка, генерируемого «на выходе» системы,—выходных переменных. Математически выраженный закон, согласно которому определенной комбинации входных возмущений соответствует определенный набор выходных переменных, называется оператором динамической системы. Отыскание оператора или однозначно определяющих его характеристик называется синтезом динамической системы.

Таковы основные понятия теории автоматического регулирования («Основы автоматического регулирования», 1954) и теории случайных функций (В. С. Пугачев, 1962), которые будут использоваться ниже. Следует отметить, что при изложении затрагиваемых здесь вопросов указанных теорий авторы будут стремиться в основном к изложению геологического существа проблемы, отсылая читателя по математическим деталям к существующим руководствам (М. С. Бартлетт, 1958; В. С. Пугачев, 1962; Э. Хеннан, 1964).

В принятых терминах задача математического анализа ятулийских разрезов может быть сформулирована следующим образом. Используя ту или иную информацию о параметрах осадков, полученную при изучении разрезов ятулийских осадочных пород, необходимо построить модель, которая удовлетворительно описывала бы в разрезах распределение этих параметров. Полученная модель в дальнейшем используется в геологических целях.

На первых этапах моделирования процесса осадкообразования, учитывая необходимость наличия для такой работы сплошных реализаций параметров осадка, в исследуемых разрезах необходимо было ограничиться изучением распределения лишь одного параметра осадка. А поскольку при обычном детальном литологическом описании разреза, как правило, может быть получена лишь единственная реализация выбранного параметра, то становится очевидной (В. С. Пугачев, 1962) возможность моделирования только одномерных линейных стационарных динамических систем, удовлетворяющих требованиям эргодичности и нормальности распределения. При моделировании конкретного процесса эти условия могут выполняться (К. И. Хейсканен, 1964), однако и при невыполнении условий подобный подход является оправданным (В. И. Бунимович, 1951).

В классе линейных стационарных динамических систем среди теоретически возможных (Э. Хеннан, 1964) типов выходных переменных геологический смысл имеют 4 (К. И. Хейсканен, 1964):

1. Чисто случайный процесс («белый шум»).
2. Процесс скользящих средних.
3. Процессы (конечной) авторегрессии.
4. Гармонические процессы.

Решение вопроса о том, какой из этих типов лучше подходит к эмпирическим данным, определяется видом конкретных реализаций и рассчитанных по ним коррелограммам и спектрам процесса (М. С. Бартлетт, 1958).

В качестве основного параметра осадка при синтезе динамической системы осадконакопления использована характеристика, соответствующая среднему размеру зерен терригенных пород. Как известно (Н. М. Страхов, 1962), средний размер частиц осадка — показатель гидродинамической активности области накопления. Кроме того, эта характеристика осадка в процессе метаморфизма претерпела незначительные изменения. Ее значения, называемые для краткости «средней гру-

бостью», получают после замены ранговых номеров типов пород, стоящих в ряду по увеличению их грубости, числовыми характеристиками (А. В. Vistelius, 1961). При расчете значений средней грубости, принятом для приближения их распределения к нормальному, для различных типов пород были получены следующие величины.

Нижний ятулий: первичноглинистая порода (сланец) —28; мелкозернистый песчаник —15; среднезернистый песчаник —2; крупнозернистый песчаник —8; мелкий гравелит +11; крупный гравелит +12; мелкогалечный конгломерат +15; среднегалечный конгломерат +20; крупногалечный конгломерат +29.

Средний ятулий: сланец —14; алевролит —10; мелкозернистый песчаник —5; среднезернистый песчаник —2; крупнозернистый песчаник +1; грубозернистый песчаник +4; мелкий гравелит +7; крупный гравелит +9; мелкогалечный конгломерат +12; среднегалечный конгломерат +15.

В ряде случаев применялись и промежуточные значения, особенно для пород смешанного состава.

На основании вышеизложенного конкретный ход анализа процесса ятулийского осадконакопления включил следующие операции:

1. **Полевое описание разрезов.** Для целей моделирования использовались в основном описания наиболее полных разрезов, методика изучения которых изложена выше.

В отдельных случаях разрезы описывались более детально (с фиксацией изменений грубости пород в интервалах, превышающих 1 см по мощности). Эти данные были использованы для уточнения структуры процесса, соответствующего ятулийской седиментации.

2. **Камеральная обработка.** По описаниям, составленным в поле, вычерчивались (используя приведенные выше значения) кривые средней грубости, которые использовались для моделирования. На иллюстрирующем эту часть работы графике кривые нанесены после усреднения в равных интервалах (5 м — при мощности толщи свыше 150 м и 1 м — для меньших мощностей).

3. **Вычислительные работы.** Для каждой непрерывной реализации средней грубости рассчитывались корреляционная функция и спектральная плотность, которые сравнивались с наиболее характерными теоретическими кривыми этих функций для каждого возможного типа процессов, среди которых выбирается модель. Эмпирические коррелограммы и спектры, по-видимому, отвечают процессам, в которых в той или иной степени проявляются особенности, присущие всем четырем возможным типам. Однако наилучшее приближение к фактическим данным дают авторегрессионная и гармоническая модели. Предпочтение по ряду соображений (К. И. Хейсканен, 1964) отдано гармоническому процессу, хотя возможно, что дальнейшая работа в этой области обнаружит полезность и авторегрессионного представления.

Оценка параметров гармонической модели осуществлялась методом наименьших квадратов (А. Б. Вистелиус, 1963). Для каждой реализации, таким образом, оценивались период (частота) и начальная фаза наиболее низкочастотной гармоники, которая вслед за А. Б. Вистелиусом (1945) именуется «мезоритмом».

4. **Изображение результатов моделирования, их использование в геологических целях.** Анализируя распределение пористости в палеозойских карбонатных толщах Центрального Поволжья и Заволжья, А. Б. Вистелиус (1963) показал, что оно в основном обусловлено тектоническими колебательными движениями земной коры. Для ятулийских образований гипотеза тектонического контроля также кажется наиболее подхо-

дящей. При этом, учитывая существование блоков фундамента, испытывающих дифференцированные движения, следует ожидать наличия в исследуемых реализациях периодичности разного масштаба, что подтверждается и наблюдениями в конкретных разрезах. Наиболее крупные из них будут отвечать движениям наиболее крупных областей основания, а более мелкие должны отражать колебания мелких блоков. Действительно, эмпирические спектральные плотности свидетельствуют о полигармоническом характере исходных реализаций средней грубости. Не вдаваясь в обсуждение возможности появления периодичностей, обусловленных климатическими изменениями, отметим лишь, что и они могут объясняться с тектонических позиций. Таким образом, кажется достаточно обоснованным (более подробное обоснование не приводится, т. к. оно слишком уклоняется от существа работы) мнение о тектонической природе закономерностей, отражаемых кривой мезоритма.

Принимая вышележащие соображения, необходимо отметить, что, поскольку колебания основания, отражаемые мезоритмом, совершаются на большой территории, в ее пределах разрезы могут коррелироваться по кривым мезоритма. Это одна из возможностей применения кривых мезоритма.

Другая возможность использования результатов моделирования вытекает из предыдущей. Поскольку кривые мезоритма отражают синхронные для всей территории колебания процесса осадконакопления, то они могут использоваться в качестве аналогов относительной геохронологической шкалы. Такой вывод дает возможность картировать последовательность захоронения стратиграфических поверхностей раздела, продолжительность перерывов осадконакопления.

Интерпретация получаемых схем в значительной степени облегчается наличием объективных сведений по палеогеографии области. Последние используются также и для проверки объективности результатов моделирования.

Таково содержание работы, которая проводилась для всех наиболее полных разрезов ятулийских толщ терригенных пород. В районах развития терригенно-карбонатных пород (онежская серия) в качестве эквивалента «средней грубости» использовались данные, полученные по разрезам, о содержании нерастворимого остатка в породах. Поскольку закон распределения содержаний нерастворимого остатка близок к нормальному, они непосредственно, после интерполяции для получения равных по мощности интервалов, использовались для синтеза природной динамической системы. Дальнейший ход работы здесь полностью соответствует вышележающему.

Методы и приемы суммирования и изображения фактического материала

Выше уже отмечались различные способы суммирования и графического изображения фактического материала, получаемого при обработке тех или других данных. Однако это были в основном способы показа частных характеристик. Суммирование же разнородного материала, дающего информацию о частных вопросах, для решения вопроса о фациальных обстановках, палеогеографических особенностях и истории геологического развития производилось на фациальных профилях, схемах и картах.

На основе результатов гранулометрического анализа, изучения вещественного состава и учета структурно-текстурных особенностей оса-

дочных образований были составлены литолого-стратиграфические колонки для всех разрезов. Эти колонки явились главным фактическим материалом для построения фациальных профилей. Всего составлено для территории Центрально-Карельской синклинойной зоны 9 фациальных профилей. Направление пяти профилей выбрано согласно общему направлению сноса обломочного материала, с юго-востока на северо-запад, установленному с помощью массовых замеров падения слойков в косої слоистости, анализа мощностей и гранулометрии осадков каждой стратиграфической единицы. Четыре профиля составлены в направлении, перпендикулярном к первым или близком к нему.

Фациальные профили составлялись отдельно для нижнего (5 профилей), среднего (2 профиля) и верхнего (2 профиля) ятулия. За опорную линию при построении разреза принималась линия подошвы нижне- и среднеятулийских эффузивных пород — для нижнего и среднего ятулия и литолого-стратиграфическая граница I и II пачек — для верхнего ятулия.

Окончательному изображению фациальных профилей предшествовало построение гранулометрического, вещественного и текстурного профилей и схемы расположения типов малых ритмов в пределах каждого профиля:

а) профиль гранулометрического и вещественного состава строился на основе переноса на него всех данных по каждому литолого-стратиграфическому разрезу, вошедшему в профиль. Условные обозначения для данного профиля выбраны несколько более обобщенные, чем на литолого-стратиграфических колонках и указаны на I—I профиле (фиг. 144);

б) текстурные особенности осадочных пород (типы слоистости, знаки поверхностей напластования) нанесены на текстурные профили по каждому литолого-стратиграфическому разрезу в пределах пачек (фиг. 145);

в) схема расположения типов малых ритмов составлена в стратиграфической последовательности в пределах профиля (фиг. 136). Она позволяет проследить переходы и взаимоотношения как между отдельными типами ритмов, так и между их группами.

Последовательное наложение гранулометрического, вещественного, текстурного профилей и схемы расположения типов малых ритмов позволяет обобщить все данные о литологических особенностях пород в пределах контура стратиграфической единицы. В результате выясняются фациальные обстановки, существовавшие в определенном отрезке времени и на определенной территории, прослеживается их смена по горизонтали и вертикали.

Учитывая, что в фациальных профилях отражается лишь часть фактического материала, в то время как остальной материал остается за рамками профилей, при нанесении данных на карты обрабатывался весь фактический материал. При этом для нижней толщи гистограммы составлялись по пачкам: первой, второй и общие — для третьей и четвертой, а для средней и верхней толщ — суммарные. В каждом разрезе подсчитывалась мощность трех основных групп пород: пелитовых, псаммитовых и псефитовых. Затем от общей мощности вскрытой части разреза определялся процент для каждой группы пород в отдельности. Дополнительно к этому подсчитывалась мощность прослоев всех пород, содержащих в своем цементе карбонатное вещество, и определялся процент карбонатности разреза. Результаты процентного пересчета сведены в таблицы по пачкам и толщам пород. На основании пересчета построе-

ны гистограммы, на которых процентное содержание каждой группы пород представлено в виде прямоугольника.

Окончательное обобщение всего фактического материала на основе фациальных профилей и разрезов, гистограмм, кривых математического моделирования, мощности пород и данных о направлениях сноса обломочного материала производилось на 8 фациальных картах, которые в значительной степени отражают и палеогеографические черты изображаемой территории в условном отрезке времени.

Выше с разной степенью подробности охарактеризованы методы, приемы сбора, обработки и изображения фактического материала, примененные в процессе проводимых работ. Но в этой характеристике отсутствует ссылка на один существенный прием, который всегда применялся в процессе работы. Это реставрация первичных характеристик описываемых отложений, т. е. установление их в метаморфизованных породах. Перевод метаморфизованных пород в их осадочные аналоги часто проводился без оговорок и поэтому, например, когда породы описываются, как глинистые, то имеется в виду, что это первичноглинистые породы, представленные в настоящее время слюдястыми и кварцевослюдястыми разностями и т. д.

В заключение еще раз подчеркиваем, что все указанные выше методы изучения ятулийских метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений (геологические, литологические, палеовулканологические, математические) использовались комплексно, со взаимным дополнением и проверкой полученных результатов. В этом можно видеть залог действенности изучения докембрийских образований.

Глава 2

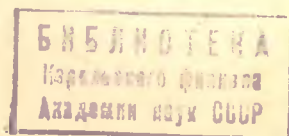
СТРАТИГРАФИЯ ЯТУЛИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Под названием Центральной Карелии в данной работе понимается территория, простирающаяся от озер Туломозера и Онежского на юге до оз. Волома и пос. Чирка-Кемь на севере. Северо-восточная граница этой территории проходит восточнее озер Онежского — Сегозера — Ругозера, а юго-западная граница протягивается от Туломозера до оз. Суоярви и к оз. Лубоярви.

В геотектоническом отношении Центральная Карелия, в пределах которой спорадически развиты ятулийские отложения, оценивается разными геологами неодинаково.

Л. Я. Харитонов (1963) выделяет на этой территории Карельский срединный массив, который занимает центральную часть очерченной им главной зоны карелид и с востока окаймляется Восточно-Карельской, а с запада Восточно-Финляндской зонами карелид, расположенными за границами рассматриваемой нами площади. В пределах Карельского массива, по мнению Л. Я. Харитонova, метаморфизм и гранитизация закончились в доятулийское время, и к ятулию эта площадь консолидировалась.

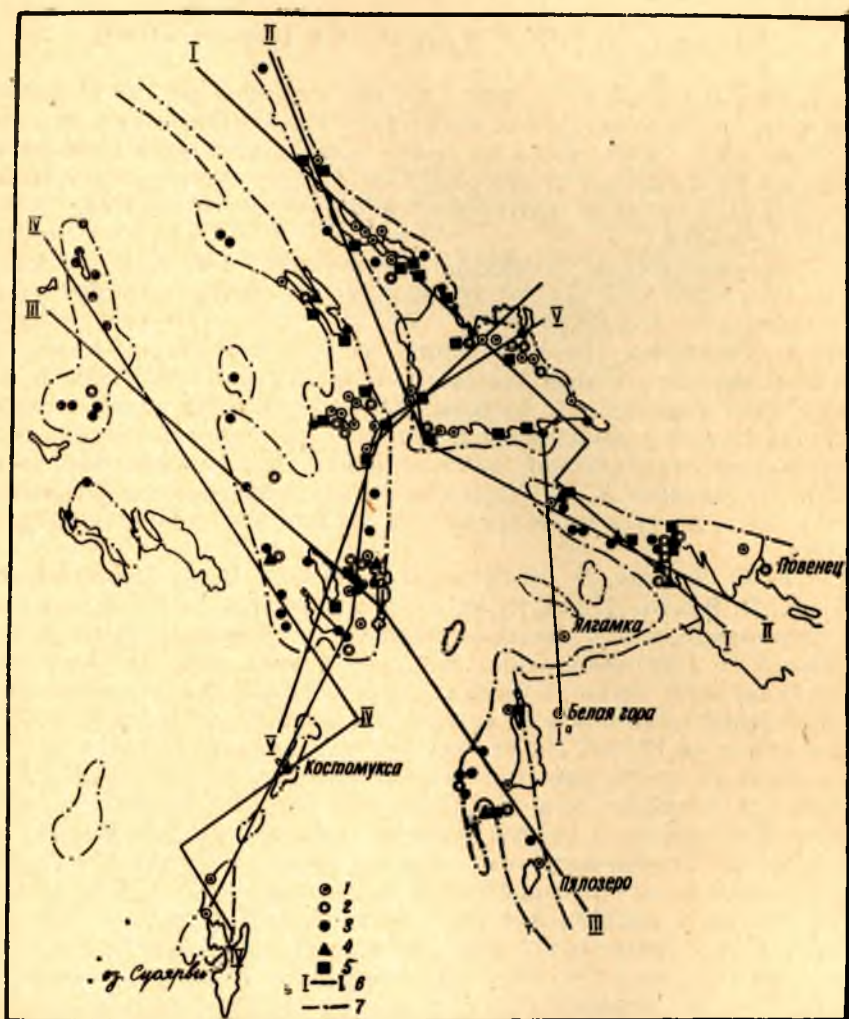
По К. О. Кратцу, В. Н. Нумеровой (1957), В. А. Перевозчиковой (1957), К. О. Кратцу (1958, 1964), здесь располагается Западно-Карельская синклинорная зона, которая является наиболее крупной из серии синклинорных и антиклинорных зон, выделенных в составе Карельской геосинклинальной ветви карелид. Западно-Карельская синклинорная зона прослеживается с общим северо-западным простиранием на 500 км, при ширине ее до 170 км. На юго-востоке эта зона погружается под отложения верхнего протерозоя (нотния) и палеозоя; на северо-западе прослеживается в районе озер Кимасозеро и Верхнее Куйто, где частью уходит в Финляндию, а частью граничит с Северо-Карельской антиклинорной зоной. Северо-восточная граница зоны проводится по линии, ограничивающей поле распространения нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных образований от Центрально-Карельской антиклинорной зоны. В центральной части ее эта граница является тектонической (восточнее озер Сегозера — Елмозера), а к северу (между озерами Ругозеро и Среднее Куйто) отмечается серией интрузий нижнепротерозойских гранитоидов, которые располагаются вдоль юго-западной окраины соседней антиклинорной зоны. Юго-западная граница зоны с Восточно-Финляндской антиклинорной зоной является пока условной и очерчивается нижнепротерозойскими интрузиями основных пород, которые прослеживаются примерно от оз. Суоярви к д. Лубосалма.



Из приведенной характеристики видно, что территория, на которой были изучены ятулийские отложения, охватывает в основном Западно-Карельскую синклинорную зону, закончившую к дотаулийскому времени период геосинклинального развития. Таким образом, территория распространения ятулийских отложений в Центральной Карелии, по мнению разных авторов, придерживающихся различных тектонических схем, к дотаулийскому времени прошла период геосинклинального развития и достигла консолидации.

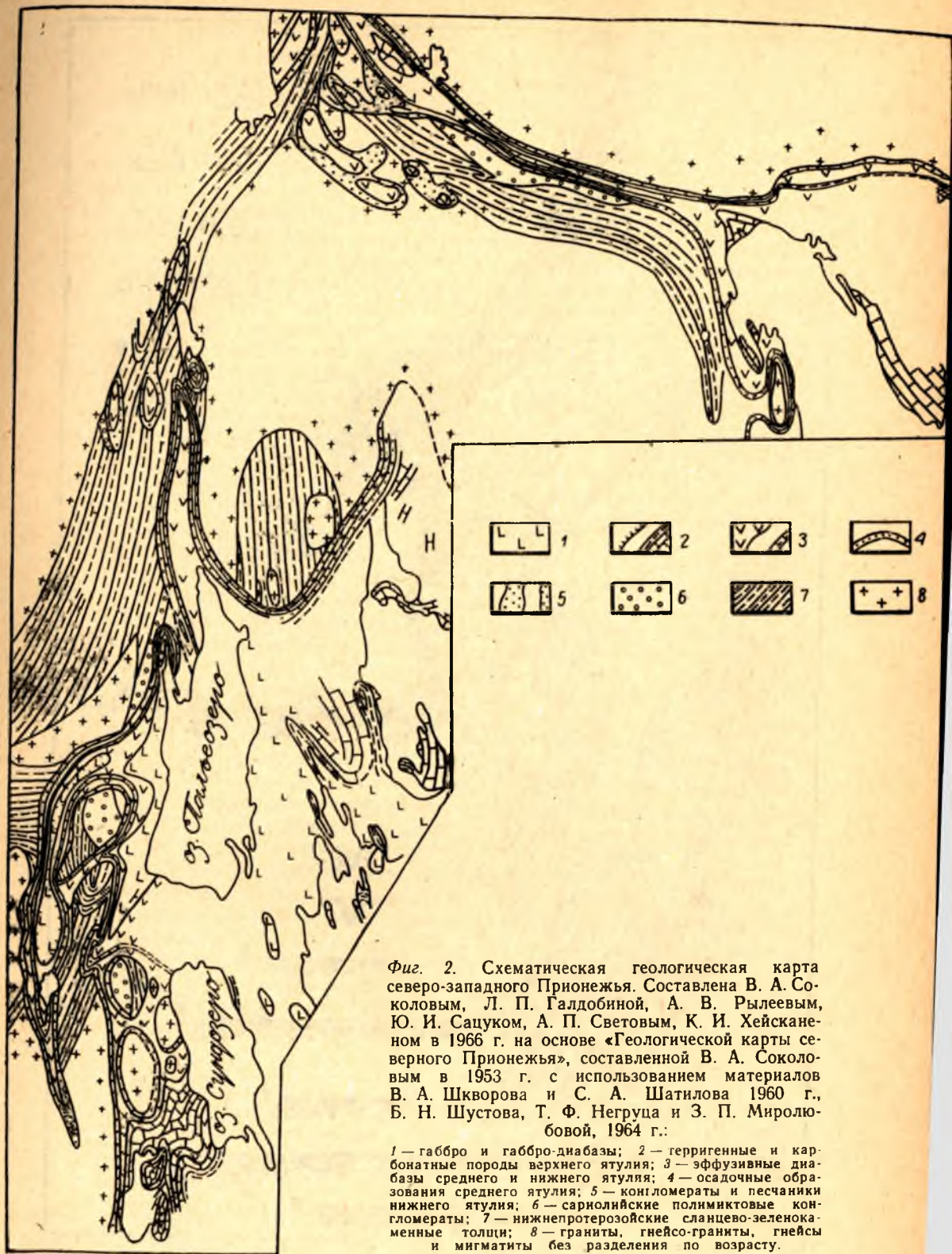
Дотаулийский кристаллический фундамент этой зоны имеет сложное строение. Здесь выделяется три структурных яруса.

Нижний структурный ярус включает разнообразные по составу архейские кристаллические породы: плагиоклазовые и плагио-микроклиновые гнейсо-граниты и гранито-гнейсы с ксенолитами древних гнейсов



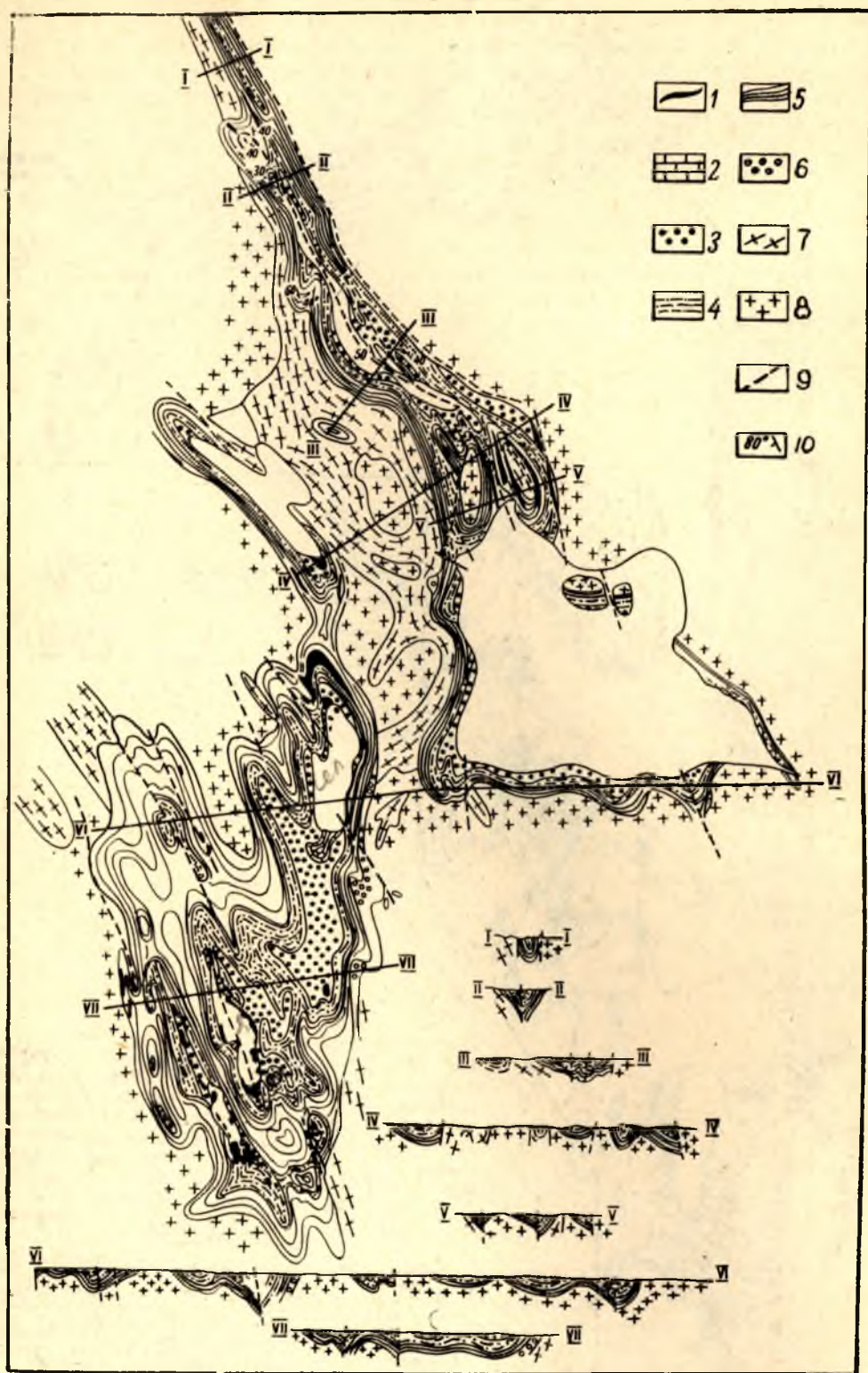
Фиг. 1. Схема расположения площадей развития ятулийских образований, детальных литолого-стратиграфических разрезов и фациальных профилей:

1 — разрезы осадков верхнеятулийской толщи; 2 — разрезы осадков среднеятулийской толщи; 3 — разрезы осадков нижнеятулийской толщи; 4 — разрезы нижнеятулийских эффузивов; 5 — разрезы среднеятулийских эффузивов; 6 — расположение и номера фациальных профилей; 7 — контуры ятулийских образований.



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта северо-западного Прионежья. Составлена В. А. Соколовым, Л. П. Галдобиной, А. В. Рылеевым, Ю. И. Сацуком, А. П. Световым, К. И. Хейсканеном в 1966 г. на основе «Геологической карты северного Прионежья», составленной В. А. Соколовым в 1953 г. с использованием материалов В. А. Шкворова и С. А. Шатилова 1960 г., Б. Н. Шустова, Т. Ф. Негруца и З. П. Миролубовой, 1964 г.:

1 — габбро и габбро-диабазы; 2 — герригенные и карбонатные породы верхнего ятулия; 3 — эффузивные диабазы среднего и нижнего ятулия; 4 — осадочные образования среднего ятулия; 5 — конгломераты и песчаники нижнего ятулия; 6 — сарилийские полимиктовые конгломераты; 7 — нижнепротерозойские сланцево-зеленокаменные толщи; 8 — граниты, гнейсо-граниты, гнейсы и мигматиты без разделения по возрасту.



(биотито-амфиболовых, амфиболовых и др.). Архейские породы слагают тела различных размеров: от мелких, располагающихся среди нижнепротерозойских пород, до очень крупных, измеряемых в диаметре десятками километров (Западно-Ругозерская, Северо-Кумсинская, Кумчезерская и другие глыбы).

Следующий структурный ярус представлен отложениями нижнего протерозоя, детальная характеристика которых дана К. О. Кратцем (1963) и другими сотрудниками Института геологии (В. М. Чернов и М. М. Стенарь, 1960; В. М. Чернов, 1964; В. И. Робонен, 1966). Отсылая читателя к указанным работам, отметим только то, что разнообразные по составу и степени метаморфизма нижнепротерозойские образования (в их числе основные экструзивы, лептиты, различные слюдяные, филлитовые, талько-хлоритовые, графитистые, карбонатно-слюдистые и другие сланцы, частью гнейсы, магнетитовые кварциты и серноколчеданные руды) разделяются на два отдела: лопский и сумский. При этом отложения сумского отдела, которому соответствует большезерская существенно вулканогенная серия, в Западной Карелии с угловым несогласием перекрывают отложения лопского отдела. Нижнепротерозойские породы сохранились в виде сложных по строению, часто линейно вытянутых синклинальных структур. Наиболее крупные из них — Костамукская, Хедозерская, Большезерская, Гимольская, Суккозерская, Елмозерско-Маслозерская, Чалкинско-Хаутаваарская, Бергаульская, Койкарско-Кумчезерская и др.

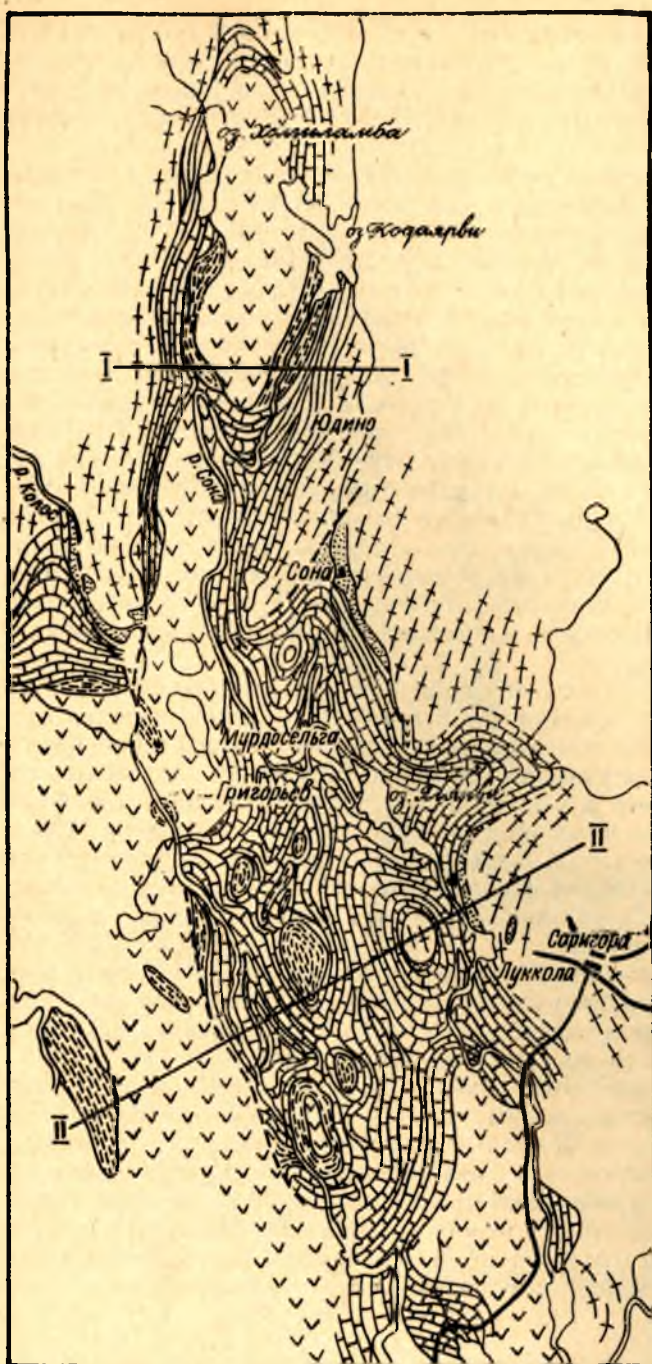
При этом важно отметить, что полосы нижнепротерозойских образований, вытянутые на десятки, реже сотни километров, нередко ветвятся, оконтуривая глыбы гнейсо-гранитных пород. Полоса нижнепротерозойских пород, прослеживаемая с юга к д. Совдозеро, является почти меридиональной. Севернее д. Совдозера эта полоса раздваивается. Одна ветвь с северо-западным простиранием прослеживается в районе Суккозера и далее на северо-запад. Другая ветвь в районе оз. Эннингилампии поворачивает на северо-восток и с перерывами протягивается до западного берега оз. Сегозера, где вновь обретает меридиональное, а затем северо-западное простирание.

Во всех районах развития нижнепротерозойские отложения прорваны разновозрастными интрузиями основных, ультраосновных, средних и гранитоидных пород, связанных с различными фазами нижнепротерозойской складчатости геосинклинального типа.

На архейских и нижнепротерозойских породах несогласно залегают толщи различных по составу полимиктовых конгломератов с преобладанием гранитных либо зеленокаменных пород в обломках. Эти конгломераты, а также переслаивающиеся с ними аркозы, относимые к сариолийскому отделу среднего протерозоя, представляют собою верхний структурный ярус в доятулийском основании Центральной Карелии. Отложения сариолия, в составе которого в последние годы описываются туфогенные основные породы, слагают невыдержанные по мощности пласты,

Фиг. 3. Геологическая схема района озер Сегозера — Елмозера — Селецкого — Янгозера. Составлена В. А. Соколовым, Л. П. Галдобинной, А. В. Рылеевым, Ю. И. Сапуком, А. П. Световым и К. И. Хейсканеном с использованием материалов Г. О. Глебовой-Кульбах, Н. И. Пинаевой, С. Б. Лобач-Жученко, М. Е. Зильбера, О. А. Рийконен, К. О. Кратца, Н. Ф. Демидова, В. А. Перевозчиковой, С. А. Дюкова, М. А. Сотниковой, М. Д. Кадыровой, В. И. Шмыгалева, В. З. Негруца, В. А. Шкворова и др.:

1 — габбро-диабазы; 2 — известняки и доломиты верхнего ятулия; 3 — терригенные отложения верхнего ятулия; 4 — вулканогенно-осадочные отложения среднего ятулия; 5 — вулканогенно-осадочные отложения нижнего ятулия; 6 — сариолийские конгломераты, песчаники, сланцы; 7 — нижнепротерозойские филлитовидные сланцы, кварциты и кварцево-серицитовые сланцы; 8 — граниты; 9 — линии тектонических нарушений; 10 — слоистость.

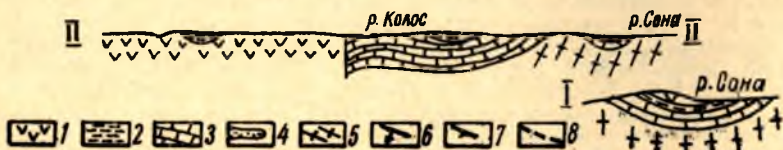


образуют вытянутые полосы, тяготеющие к площадям развития нижнепротерозойских отложений.

Несогласно перекрывая различные доятулийские породы, примерно 30% территории Центральной Карелии занимают ятулийские отложения (фиг. 1). Они образуют участки площадью до 100 до 500 км², которые разобщены друг от друга на расстояния 10—50—160 км. Так, ятулийские отложения слагают северо-западный, северо-восточный и северный берега Онежского озера (фиг. 2), затем прослеживаются от южного берега оз.

Фиг. 4. Схематическая геологическая карта района оз. Туломозера. Составлена К. О. Кратцем, В. А. Соколовым, К. А. Ининой с использованием материалов Ю. С. Желубовского, М. В. Зинина, Е. П. Молотковой, К. М. Сапожниковой, О. А. Анищенко:

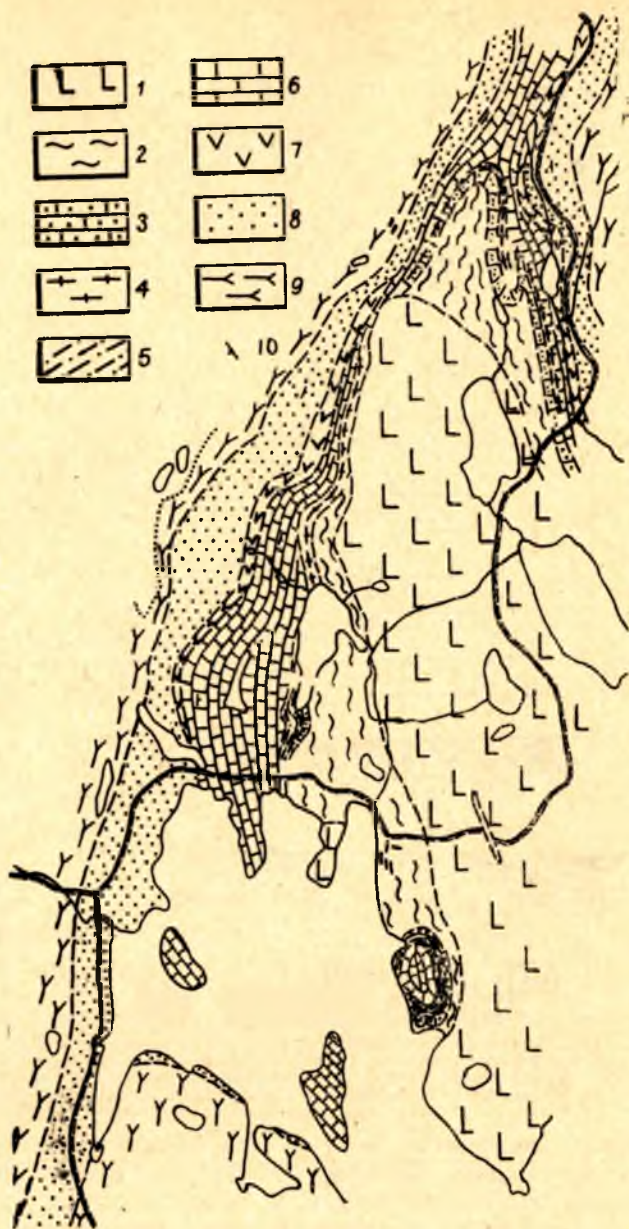
1 — диабазы, габбро-диабазы; 2 — карбонатные, кварц-серпентиновые, кварц-хлоритовые и другие сланцы; 3 — карбонатные породы, переслаивающиеся с песчаниками, сланцами и гематитовыми рудами; 4 — кварцито-песчаники, аркозы; 5 — граниты и гнейсо-граниты, плаггио-микроклиновые и микроклиновые; 6 — слоистость; 7 — сланцеватость; 8 — тектонические нарушения.



Сегозера к оз. Елм-озеру (фиг. 3), Ев-жезеру до с. Ругозе-ра, а после небольшо-го перерыва от д. Андропова Гора протягиваются вдоль р. Чирка-Кемь и да-лее к оз. Среднее Куйто и северо-за-паднее, в район оз. Охтанъярви.

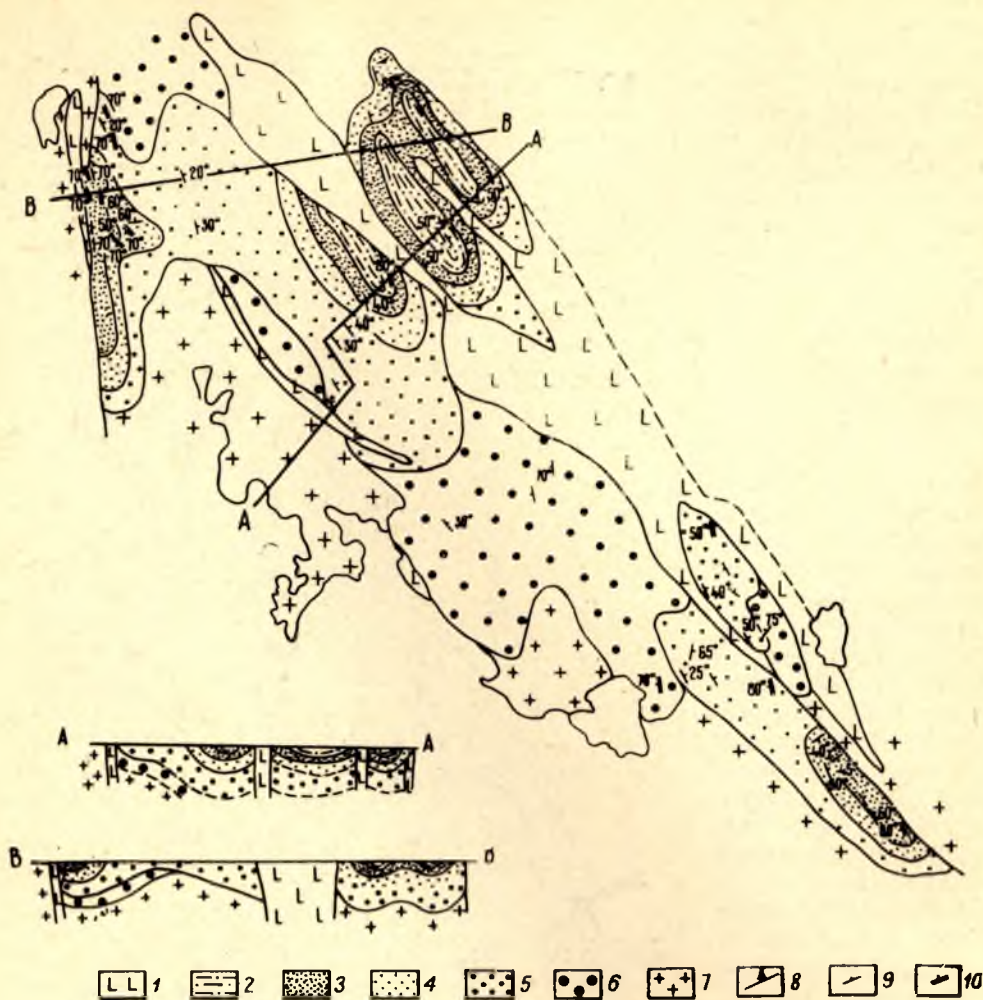
В юго-западной части синклинойной зоны располагаются туломозерский (фиг. 4) и суоярв-ский (фиг. 5) участ-ки ятулийских отло-жений, откуда они с перерывами про-слеживаются в рай-оне д. Костамуксы и далее на север и се-веро-запад. В север-ном направлении ятулийские отложе-ния широко развиты в районе озер Чин-озера — Янгозера, Селецкого, Маслозе-ра и далее без пере-рыва прослеживают-ся в район оз. Унос-озера. К северу за-паду от оз. Суоярви ятулийские отложе-ния встречены север-нее оз. Лубоярви (фиг. 6) и в райо-не оз. Воломского (фиг. 7).

Контуры площа-дей, занятых ятулий-скими отложениями, неодинаковы и во многом зависят от состава подстилаю-щих пород. Напри-мер, в районе Тул-омозера, Суоярви, Онежского озера, Сегозера, Лубосалмы, где ятулийские породы подсти-лаются в основном гранито-гнейсами, площади, занятые ятулийскими отложениями, почти изометричны. В районах Елмозера, Маслозера, р. Кумсы и других, где в основании ятулия преобладают нижнепроте-



Фиг. 5. Схематическая геологическая карта района северного берега оз. Суоярви:

1 — диабазы и габбро-диабазы; 2 — породы шунгито-карбонатно-сланцевой толщи; 3 — доломиты верхнего ятулия; 4 — эффузивные диабазы среднего ятулия; 5 — глинистые (гематитовые) сланцы; 6 — доломиты и другие породы среднего ятулия; 7 — эффузивные диабазы нижнего ятулия; 8 — кварциты и другие породы нижнего ятулия; 9 — гнейсо-граниты; 10 — слоистость.



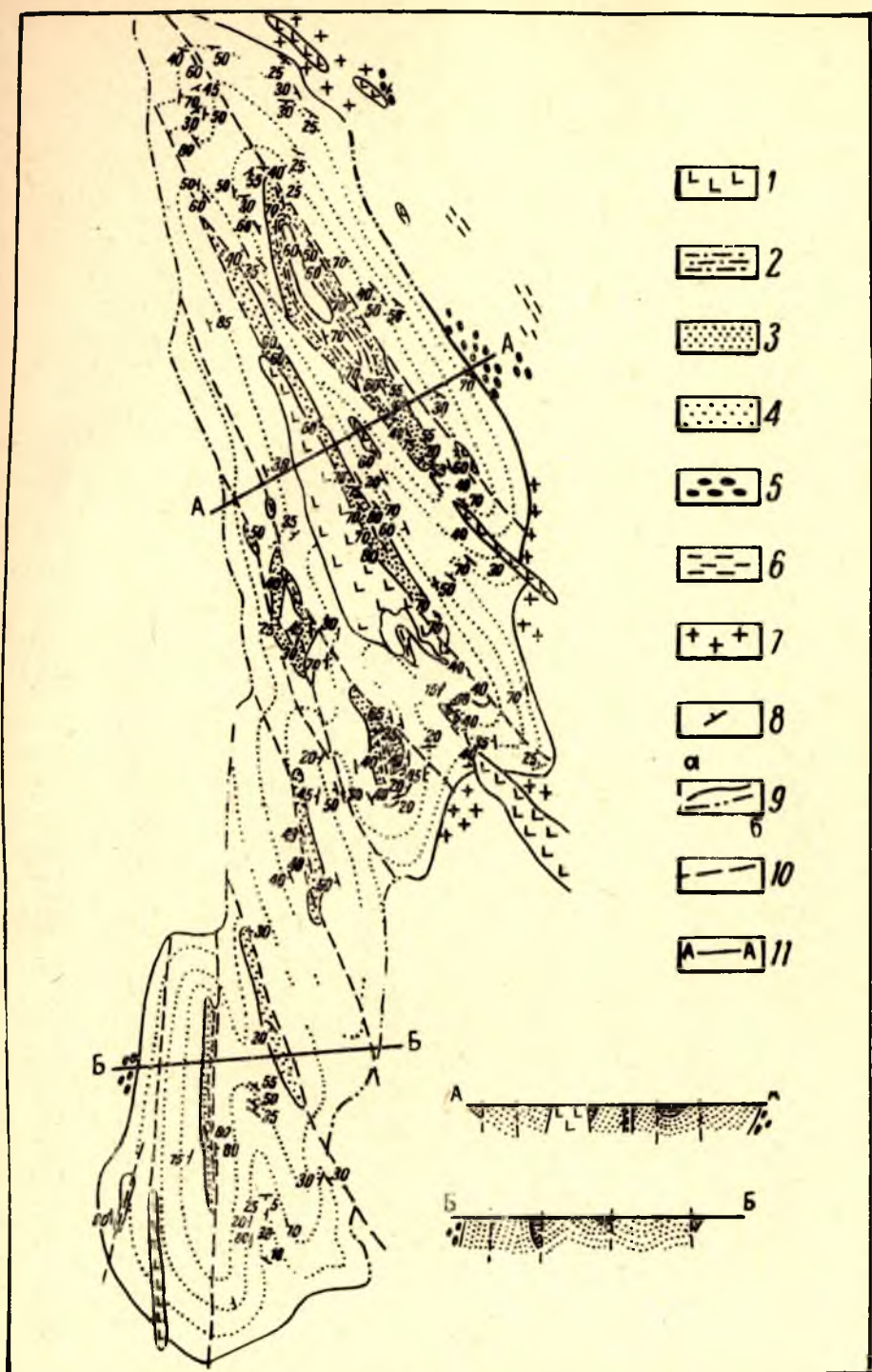
Фиг. 6. Схематическая геологическая карта района оз. Лубоярви:

1 — интрузивные габбро-диабазы. Нижняя толща нижнего ятулия: 2 — третья пачка мелкозернистых песчаников; 3 — вторая пачка кварцитов и кварцито-песчаников; 4 — верхняя подпачка первой пачки песчаников и кварцито-песчаников; 5 — нижняя подпачка первой пачки аркозовых песчаников; 6 — сариолийские конгломераты; 7 — нижнепротерозойские граниты; 8 — линии детальных разрезов; 9 — слоистость; 10 — сланцеватость.

розойские породы, контуры ятулийских структур имеют вытянутую линейную форму, в целом совпадающую с простираем полос нижнепротерозойских образований. В участках, где ятулийские отложения перекрывают гнейсо-граниты и ветвящиеся полосы нижнепротерозойских пород, например, в районе озер Янгозера — Селецкого — Сегозера, контуры площадей, занятых ятулийскими отложениями, извилистые, с выступами в сторону простираения нижнепротерозойских пород.

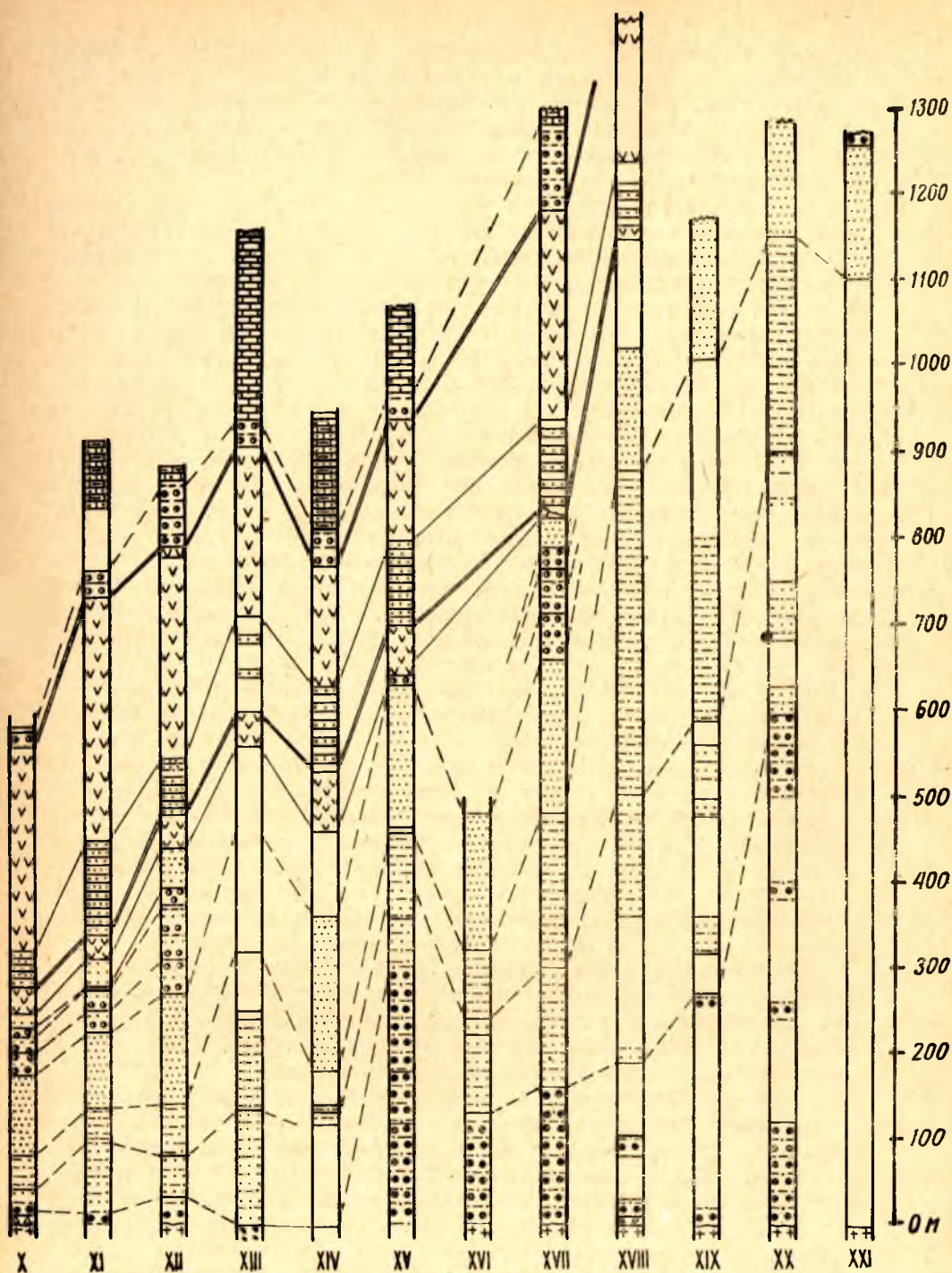
Прежде, чем перейти к рассмотрению внутренней стратиграфии ятулийских отложений, следует отметить, что до настоящего времени объем ятулия трактуется неодинаково. Большинство геологов — сторонники сравнительно узкого понимания объема ятулия, в основном в рамках толщ, включенных в его состав Седерхольмом. При этом:

а) В. М. Тимофеев (1935) выделил конгломерато-кварцито-карбонатные толщи в сегозерский, а шунгито-сланцевые породы (вслед за



Фиг. 7. Схематическая геологическая карта района озер Волома — Мотка:

1 — интрузивные габбро-диабазы. Нижняя толща нижнего ятулия: 2 — третья пачка мелкозернистых песчаников; 3 — вторая пачка кварцитов и кварцито-песчаников; 4 — первая пачка песчаников и аркозовых песчаников; 5 — сариолийские конгломераты; 6 — нижнепротерозойские эффузивы; 7 — ниже-протерозойские граниты; 8 — слоистость; 9 — границы ятулийской структуры: а — установленные, б — предполагаемые; 10 — линии тектонических нарушений; 11 — линии разрезов.



вулканогенно-осадочных пород Центральной и Южной Карелии:

1 — граниты; 2 — сланцы нижнего протерозоя; 3 — сариолитские конгломераты; 4 — кора выветривания; 5 — элювиальные гранитные брекчии; 6 — осадки первой пачки нижнего ятулия: а — нижняя подпачка, б — средняя подпачка, в — верхняя подпачка; 7 — осадки второй пачки нижнего ятулия; 8 — осадки третьей пачки нижнего ятулия: а — нижняя подпачка, б — средняя подпачка, в — верхняя подпачка; 9 — осадки четвертой пачки нижнего ятулия; 10 — основные эффузивные породы нижнего ятулия. Осадки среднего ятулия: 11 — терригенные: а — карбонатно-глинистые; 12 — основные эффузивные породы среднего ятулия. Осадки верхнего ятулия: 13 — карбонатные; 14 — терригенные: а, б — первая пачка, в — вторая пачка.

Рамсеем) в онежский отделы ятулия. Здесь четко проявилась тенденция к стратификации ятулийских отложений на нижний (Сегозерский) и верхний (Онежский) отделы, причем все ятулийские карбонатные породы позднее относились к верхнему отделу. Все эти образования, по мнению В. М. Тимофеева и Н. Г. Судовикова, соответствующие карельским образованиям, секутся гранитами.

б) М. А. Гилярова (1948, 1969), в основном придерживаясь такого же мнения об объеме и стратификации ятулийских (карельских) отложений, не выделяет посткарельских (постятулийских) гранитов, которые, по ее мнению, секут докарельские геосинклинальные толщи. В последние годы М. А. Гилярова в ятулии Карелии выделяет три типа разрезов: 1) сокращенный тип, развитый на сводах горст-антиклиналей, 2) сокращенный разрез крыльев крупных структур, 3) полный разрез срединных участков мульд и грабен-синклиналей. Сериолийские конгломератовые толщи М. А. Гилярова включает в состав ятулия (Карелия) и ставит их в разрезе выше коры выветривания.

в) А. Метцгер (1924) в составе ятулийских отложений района оз. Суоярви выделил три фации (снизу вверх): зоятулий (древняя кора выветривания и кварциты — континентальная фация), мезоятулий (даколитовый известняк, кварцит, глинистый сланец с гематитовой рудой — морская фация) и неоятулий (мергелистый пелит, шунгитовые породы — морская фация с приносом терригенного материала). Каждой фации, сменяющей друг друга в вертикальном разрезе, соответствует кварцитовая, доломитовая и пелитовая «формации» как стратиграфические единицы.

г) К. О. Кратц (1958) совместно со своими сотрудниками отнес к ятулию (как отделу) только песчано-кварцитовые и карбонатно-сланцевые толщи и переслаивающиеся с ними основные породы, которые корой выветривания отделяются от нижележащих аркозо-конгломератовых толщ, отнесенных (с учетом указаний Эскола) к сариолийскому отделу. Вышележащие толщи суйсарского вулканогенного комплекса были отнесены к суйсарскому отделу. В отличие от других геологов В. А. Соколов (1955), К. О. Кратц (1956) и В. А. Перевозчикова (1958) считают, что ятулийский отдел в Карелии объединяет две разновозрастные, но различающиеся по составу серии: сегозерскую (существенно кварцито-песчаниковую) и онежскую (существенно карбонатно-сланцевую).

Сторонники более широкого толкования объема ятулия включают в его состав многие толщи, которые не являются типичными для ятулия и относятся другими геологами к доятулийским образованиям. При этом сторонники указанной точки зрения расходятся во мнении о том, имеется или не имеется угловое несогласие внутри ятулия.

Л. Я. Харитонов в своих послевоенных работах относит к ятулию не только конгломерато-кварцитовые и доломито-сланцевые толщи его сегозерской и онежской систем, но и отложения койкарской, парандовской и других толщ, несущих серноколчеданное оруденение. Л. Я. Харитонов считает, что ятулийские отложения (сегозерская и онежская системы) разделены эпохой диастрофизма, внедрения гранитов и перерывом.

В. З. Негруца (1963) так же, как и Л. Я. Харитонов, включает в состав ятулия многие отложения (например, тунгудско-надвоицкие), которые обычно относят к доятулийским, но в отличие от Л. Я. Харитонova полагает, что установлен единый структурный план всех протерозойских отложений Центральной Карелии и нормальное (без регионального углового несогласия) стратиграфическое залегание одних комплексов на других, т. е. отрицает наличие эпох диастрофизма не

только в пределах ятулия (в понимании Л. Я. Харитонов), но и в пределах всего протерозоя.

Не вдаваясь пока в полемику по вопросу об объеме ятулия, мы отметим, что такое широкое понимание объема ятулия, как это допускают Л. Я. Харитонов и В. З. Негруца, на территории Центральной Карелии не подтверждается фактическим материалом. Во всех районах развития разнофациальных ятулийских отложений четко устанавливается угловое несогласие их с подстилающими породами, от которых ятулийские толщи отделены значительным перерывом, фиксируемым горизонтом коры выветривания и поверхностями погребенного микро- и мезорельефа доятулийских пород.

Внутренняя стратиграфия ятулия

Ятулийские отложения Центральной Карелии в разных районах имеют мощность, меняющуюся в пределах 500—1800 м. Наряду с этим значительно меняется и состав ятулийских пород, испытывающих существенные фациальные изменения по горизонтали. Однако, несмотря на фациальные различия ятулийских отложений в разных районах, в их составе (ятулийский отдел) отчетливо намечается разделение на три подотдела: нижний, средний и верхний ятулий (фиг. 8). Стратиграфическое разделение ятулийских отложений базируется на учете совокупности литолого-геологических данных, таких как состав пород и парагенетические ассоциации разнофациальных комплексов, цикличное строение толщ, регионально выраженные перерывы в осадконакоплении (горизонты брекчий, размывы, коры выветривания), этапы вулканической деятельности и т. д. Каждому подотделу соответствуют вулканогенно-осадочные толщи, которые в разных районах подразделяются на подтолщи, пачки и подпачки.

Ниже дается описание базальных отложений ятулия (раннеятулийские отложения), а также пород нижнего, среднего и верхнего ятулия.

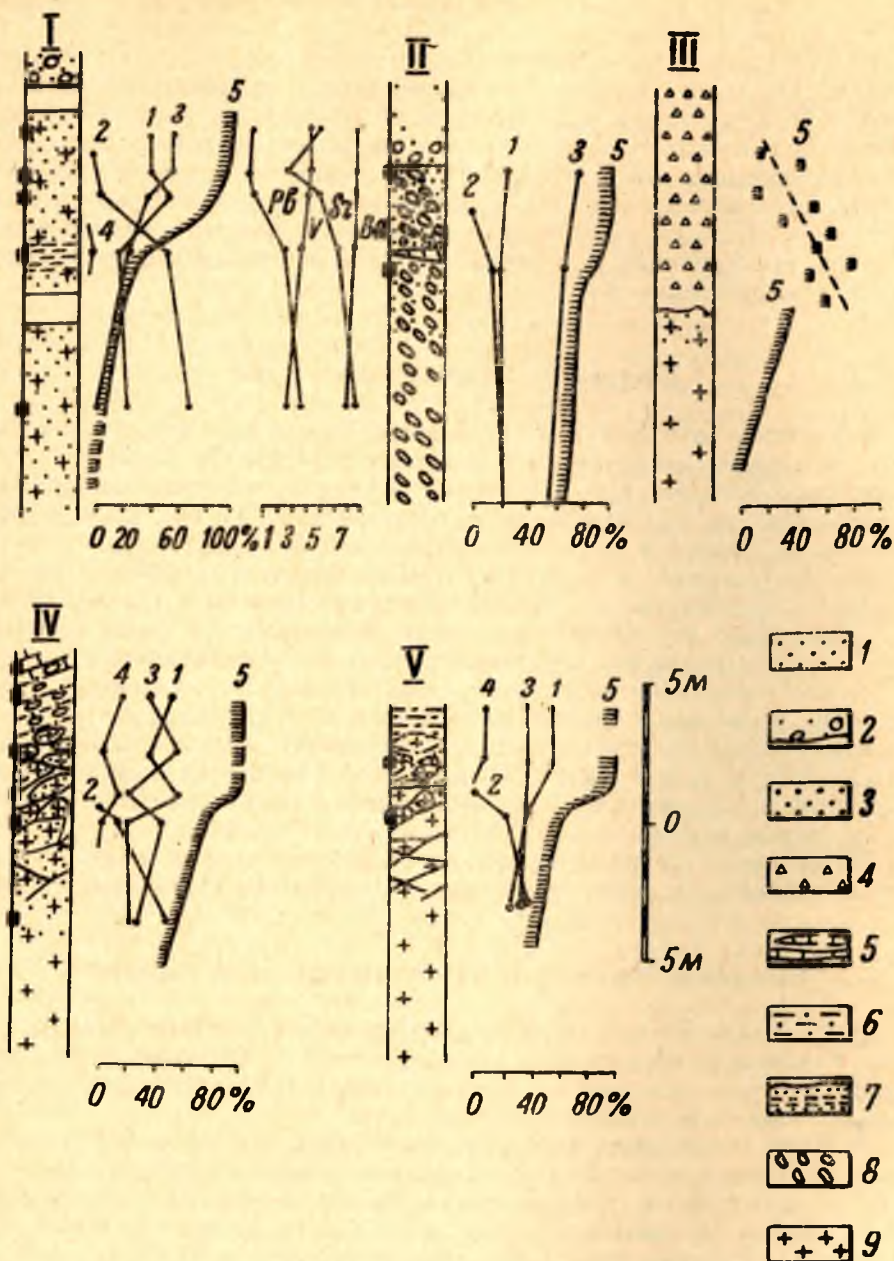
Базальные образования ятулия Центральной Карелии

В основании ятулия на всей описываемой территории развиты два типа базальных образований, подстилающих собственно ятулийские толщи: А — коры химического выветривания и Б — элювиально-делювиальные брекчии и конгломерато-брекчии.

А. Коры химического выветривания установлены на гнейсо-гранитах архейско-нижнепротерозойского возраста, на нижнепротерозойских породах и сариольских конгломератах. Наиболее широко развиты коры выветривания на гнейсо-гранитах. После их открытия А. Метцгером в районе Суоярви они были установлены в районах оз. Туломозера, Приснежья, оз. Сегозера, оз. Селецкого, оз. Маслозера, р. Чирка-Кеми, р. Волмы и т. д.

В ходе наших тематических исследований во многих районах были изучены переходы от пород основания через кору выветривания до перекрывающих ее собственно ятулийских отложений (фиг. 9). Полученные данные, а также материалы других исследователей, позволяют сделать вывод, что кора выветривания имеет следующую зональность (снизу вверх):

а) Граниты и гнейсо-граниты микроклино-плагиоклазовые и плагиоклазовые с мусковитом и биотитом, разнозернистые, серые и розова-



Фиг. 9. Профиль предъятульского выветривания:

I — южный берег оз. Сегозера (пос. Гармозеро); II — д. Кармасельга; III — Глухая губа (оз. Сегозеро); IV — о. Лехта-2 (оз. Сегозеро); V — о. Лехта-1 (оз. Сегозеро); ■ — места отбора образцов.

1 — песчаники первой пачки нижней осадочной толщи ятулия; 2 — кварцевые конгломераты и гравелиты; 3 — аркозовые песчаники; 4 — брекчия гнейсо-гранита; 5 — карбонатные линзы и прослойки; 6 — слюдисто-аркозовые песчаники; 7 — кора выветривания с горизонтом карбонатизации; 8 — сариолийские гранитные конгломераты; 9 — гнейсо-граниты.

Кривые минералогического состава: 1 — кварц; 2 — плагиоклаз; 3 — серицит; 4 — карбонат; 5 — коэффициент выветрелости (отношение нацело серицитизированного плагиоклаза к общей площади первоначального плагиоклазовых зерен в шлифах). Pb, V, Sr, Ba — по данным полуколичественного спектрального анализа.

то-серые. В небольших масштабах наблюдается серитизация плагиоклазов, обычно начинающаяся по краям зерен и двойниковым швам. Биотит, встречающийся в породе, сохраняет свежий облик, но нередко хлоритизирован, присутствует небольшое количество эпидота.

б) Граниты и гнейсо-граниты выветрелые, серого, зеленовато-серого или розовато-серого цвета. Зерна кварца сохраняют неправильные, характерные для гранитовой структуры ксеноморфные очертания. Нередко на зернах кварца в контактах с интенсивно измененными зернами плагиоклазов наблюдается регенерационная кайма.

Микроклин во многих случаях сохраняет свежий облик, и только, по-видимому, в верхней части этой зоны наблюдается замещение его небольшими количествами агрегата карбоната и крупночешуйчатого серицита. При этом интенсивно замещенные зерна плагиоклаза, контактирующие с таким микроклином, приобретают свежую альбитовую регенерационную кайму, развитую исключительно вдоль линий контактов.

Плагиоклаз в пределах этой зоны снизу вверх претерпевает постепенную прогрессирующую серитизацию, вплоть до полного замещения мелкочешуйчатым серицитом. В меньшей степени, но повсеместно здесь наблюдается развитие карбоната по плагиоклазу. Массовые замеры углов симметричного погасания плагиоклазов показали, что в данной зоне, по сравнению с нижележащей, плагиоклаз представлен более кислыми разностями: № 0—2 вместо № 8—10 в зоне а.

Биотит в значительной степени, а часто полностью замещается хлоритом (а позднее — серицитом) с выделением рудных, обычно представленных лейкоксеном, иногда рутилом в виде тонкой сагенитовой решетки.

в) Породы со скелетной гранитной структурой, которая распознается по характерным ксеноморфным контурам зерен кварца. Последние нередко корродированы и имеют трещины, заполненные серицитом.

Место полевых шпатов полностью занято агрегатом тонкочешуйчатого серицита, серицитом с небольшим количеством карбоната и талька.

Биотит сохраняется здесь очень редко. Обычно он замещается хлоритом с лейкоксеновыми выделениями или сагенитовой решеткой рутила. Хлорит, в свою очередь, очень часто замещен серицитом, смесью серицита и кварца. Иногда полосы лейкоксеновой «пыли» и рутиловая «сеточка» типично того облика, который они имеют при выделении в биотите, в данной зоне оказываются заключенными в кварце.

Часто наблюдается вторичный мелко мозаичный кварц.

г) Породы кварцево-серицитовые зеленовато-серые с нарушенной гранитовой структурой, нередко со значительным рассланцеванием. Вытянутые по сланцеватости кварцевые зерна часто расколоты, иногда имеют закругленные углы. Основную массу породы составляют тонкочешуйчатый серицит. Часто здесь наблюдается несколько повышенное содержание сфена.

д) Выше по разрезу с размывом нижележащих пород залегают кварцевые конгломераты, гравелиты и песчаники ятулия.

Указанная зональность коры выветривания наблюдается в различных районах, хотя мощность отдельных зон изменяется и они не всегда сохраняются от размыва. Общая мощность зон б, в и г коры выветривания меняется в пределах 5—25 м.

Коры выветривания на нижнепротерозойских породах. Нижнепротерозойские толщи слагаются большим количеством разновидностей пара- и ортопород, различающихся по составу, внешнему виду и другим признакам. Коры выветривания на этих породах, перекрытых ятулийскими образованиями, изучены недостаточно полно, хотя наличие их установлено М. М. Зильбером и Н. Д. Бычковой в районе

южного берега оз. Сегозера, Л. Я. Харитоновым — в районе д. Койкары и за пределами Центральной Карелии, М. А. Гиляровой — в районе ст. Надвоицы, К. О. Кратцем и В. И. Робоненом — в районе Шомбозера, Шуезера и т. д.

М. М. Зильбер отмечает, что темно-зеленые хлорито-амфиболовые сланцы переходят в сильно ожелезненную амфиболо-хлоритовую породу, вверх осветляющуюся и переходящую в рассланцованные серицито-кварцевые песчаники ятулия, выше сменяющиеся кварцито-песчаниками. Мощность пород измененных выветриванием — 3 м.

В другом участке на биотито-хлоритовых сланцах кора выветривания выражена в усиливающейся по направлению к контакту с ятулийскими породами хлоритизации, а ближе к последнему — и серицитизации параллельно с обесцвечиванием породы. Непосредственно в контакте наблюдается сильное ожелезнение. Выше залегают хлорито-серицито-кварцевые рассланцованные песчаники, в которых вверх быстро исчезает хлорит, уменьшается степень ожелезнения, увеличивается количество и окатанность кварцевых зерен. Данные породы постепенно сменяются кварцевыми конгломератами и кварцито-песчаниками. М. А. Гилярова (1955), описывая контакт кварцевых порфиров и вышележащих ятулийских пород в районе Тунгуды, отмечает, что «кварцевый порфир в контакте выветрелый, осланцованный, с полевым шпатом, целиком замещенным кальцитом и серицитом, постепенно и незаметно переходит выше в несогласно залегающие кварциты».

Более подробных данных об изменении доятулийских пород в процессе их выветривания указанные авторы не приводят.

Коры выветривания на сариолийских образованиях. Наличие коры выветривания на сариолийских конгломератах, впервые в Карелии отмеченной Эскола (Р. Eskola, 1948), признается теперь большинством геологов. Эта кора выветривания известна в районах р. Кумсы (оз. Долгое, р. Падун, д. Плакковара, оз. Пейболамби), д. Койкары — Святнаволок (озера Мусталамби, Салваламби), оз. Селецкого, оз. Сегозера, д. Лубосалмы и т. д.

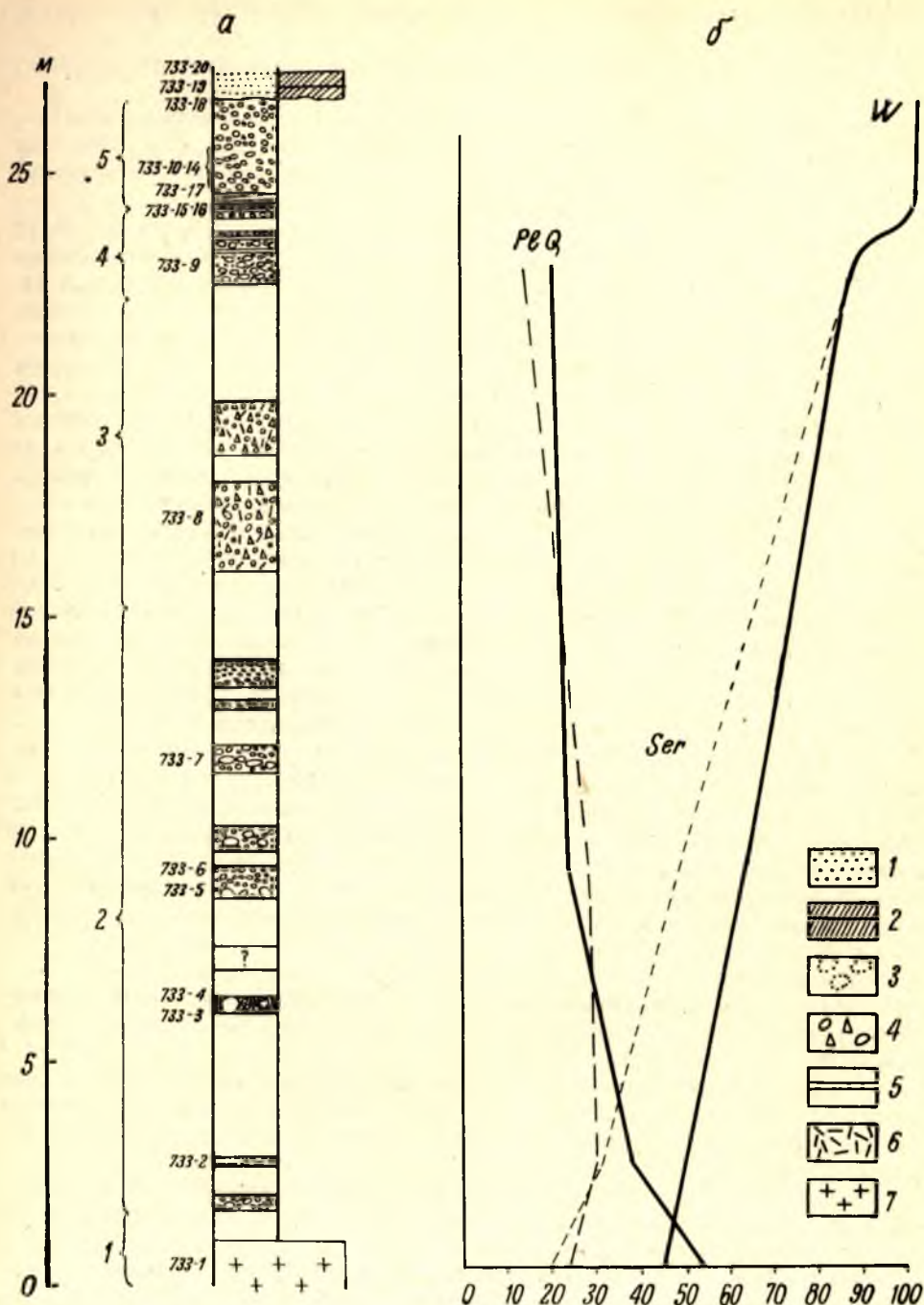
В районе д. Карельская Масельга нами описана следующая зональность в коре выветривания (фиг. 10) на сариолийских конгломератах:

а) Галечные и валунные гранитные конгломераты с редкими обломками зеленых сланцев, амфиболитов, которые перекрывают невыветрелые граниты. Валуны, как и аркозовый цемент, не имеют значительных признаков выветривания.

б) Те же конгломераты. Зерна плагиоклаза в валунах гранита и цементе серицитизированы и карбонатизированы, биотит хлоритизирован. Степень изменения возрастает вверх по разрезу. Встречаются регенерированные зерна апатита. Мощность — 3—7 м.

в) Те же конгломераты с нацело серицитизированным плагиоклазом и значительным содержанием карбоната, пропитывающим как цемент, так и валуны конгломерата. Известковый материал слагает и обособления неправильно-линзообразной формы с реликтами концентрически-зональных конкреционных текстур. В зернах карбоната вкраплена рудная пыль (лимонит, гематит, лейкоксен), заполняющая карбонат полностью либо располагающаяся в виде тонких прерывистых или концентрических полосок. В замутненных пылью участках карбонатных зерен развиты хорошо ограненные кристаллы турмалина с «запыленным» ядром. Мощность горизонта карбонатизации меняется в пределах 0,2—0,5 м.

г) Породы с реликтовой конгломератовой текстурой, в которой видны контуры окатанных валунов и галек (хотя по составу это кварцево-серицитовая порода). Полевой шпат валунов и цемента нацело за-



Фиг. 10. Профиль кор выветривания сариолийских конгломератов:

а) 1—песчаники; 2—косая слоистость; 3—выветрелый конгломерат; 4—конгломерат и брекчия гранита; 5—карбонатные обособления; 6—сланцевая брекчия; 7—гранит.
 б) Минералогический анализ гранитных фрагментов в шлифах, содержания: Q—кварца; P—плагиоклаза; Ser—серicits; W—коэффициент выветривания полевых шпатов в гранитных фрагментах.

мещен слюдистым материалом. Карбонат здесь отсутствует. Мощность — 1—1,5 м.

Выше залегают кварцевые конгломераты, гравелиты и песчаники ятулия.

Б. Элювиальные и делювиальные брекчии и конгломерато-брекчии, синхронные по времени образования корам выветривания, описаны в районе оз. Сегозера, г. Медвежьегорска, оз. Сундозера и характеризуются значительным разнообразием.

По северо-восточному берегу острова Лехта-1 на оз. Сегозере была описана серия обнажений, вскрывающих контакт гранитов и ятулийских пород (фиг. 11). Плоскость контакта погружается на юго-запад под углом 60—70°, и на поверхности обнажений, имеющей наклон на северо-восток под углом 30—40°, хорошо виден характер взаимоотношений между гранитами и ятулийскими породами. Так, в обнажении 21 вскрыты слабоогнейсованные зеленовато-серые крупнозернистые граниты с редкими пегматитовыми и аплитовыми жилками. Близ контакта граниты сложены ксеноморфными зернами кварца и табличками плагиоклаза, на 20—60% замещенного мелкочешуйчатым серицитом и менее — карбонатом. Кроме того, в породе развит хлоритизированный биотит с зернами сфена и лейкоксеновой пылью. Гранит разбит сетью трещин, заполненных хлоритом, серицитом, карбонатом. Контактная поверхность на границе неровная, с выступами и углублениями, и на ней залегают глыбы гранита, оставшиеся на месте отделения. Обломки неправильной остроугольной формы, реже с закругленными углами, от мелких до 0,8 м в поперечнике, сложены гранитом, реже — сланцами и кварцем. Вверх степень перемещенности обломков возрастает, и они становятся более округлыми. Увеличивается количество кварцевых галек.

В зоне мощностью 0,6—2 м, примыкающей к контакту, валуны цементируются разрушенным гранитным материалом разнозернистой псаммитовой размерности с кремнисто-слюдистым цементом. Последний, как это видно под микроскопом, сложен тонкозернистой смесью кварца и серицита с небольшим количеством крупных кристаллов карбоната со структурой прорастания и россыпью крупных ромбических кристаллов сфена. Микроскопически отмечаются значительные колебания в содержании кремнистой и слюдистой составляющих в пределах указанной зоны.

Выше цемент постепенно меняется на аркозовый зеленовато- и желтовато-серого цвета. Мощность конгломерато-брекчии с таким цементом — 2,5 м (видимая).

В северо-западном конце обнажения в верхней части псефитов, заполняющих неглубокую депрессию джытулийской поверхности седиментации, наблюдается линза (до 10 см мощностью) тонкослоистых слюдистых алевролитов.

Близ контакта в зоне кремнисто-слюдистого цемента разбросано несколько сильно выщелоченных неправильной формы тел карбонатов до 0,6 м в максимальном измерении.

Обн. 22 (фиг. 11). На протяжении 10 м почти без перерыва прослеживается контакт гранитов с осадками. Гранит в основании среднезернистый зеленовато-серый с пегматитовыми прожилками, в 1,5 м от контакта уже интенсивно выветрелый: плагиоклазы серицитизированы на 20—40%, хлорит, развитый, по-видимому, по биотиту, частично замещен серицитом.

Близ контакта в граните присутствуют только мелкие реликты полевых шпатов, подавляющая масса которых замещена серицитом и в меньшей степени — карбонатом. Хлорит присутствует редко. Наблю-

даются крупные чешуи (по хлориту?) серицита, заполненного рутиловой сеточкой, аналогичной наблюдающейся иногда в биотите. Апатит, внизу слагающий правильные мелкие призмы, здесь в основном остается таким же; изредка наблюдаются его кородированные кристаллы.

На неровной, сильно трещиноватой поверхности гранита лежат слюдистые аркозовые разномзернистые песчаники с обломками гранита угловатой и слабоокатанной формы, изредка слоистые. Редко встречаются сланцевые и кварцевые гальки. Местами наблюдаются неправильно-линзообразные прослои песчанистых карбонатов. Последние в северо-западном конце обнажения слагают прослой мощностью 0,8 м, лежащий непосредственно на граните и содержащий его обломки и валуны. В гранитных обломках полевые шпаты замещены серицитом, в небольшой степени — карбонатом. Вообще в обломках гранита наблюдаются изменения минералогического состава, аналогичные изменениям в граните основания.

Обн. 23 (фиг. 11). Граниты основания изменены так же, как и в предыдущих обнажениях. На их неровной трещиноватой поверхности, имеющей уступы до 1 м высотой, лежит конгломерато-брекчия с крупными (до 0,5 м) валунами и глыбами гранита неправильной, вытянутой, редко округлой формы; изредка встречаются гальки кварца. Цемент зеленоватого цвета, песчано-слюдистый со значительным содержанием карбоната, неправильно-линзообразное распределение которого согласно нечеткой слоистости. Обломки и валуны гранита в большом количестве встречаются близ уступов гранитного основания. Выше залегают кварцито-песчаники с неотчетливой слоистостью.

Мощность конгломерато-брекчии здесь колеблется от 0,6 до 1,8 м. Подобного же типа взаимоотношения в зоне контакта установлены в ряде обнажений.

При нанесении всех обнажений острова Лехта I оз. Сегозера на фациальный профиль было установлено, что здесь, кроме выступов основания до 4 м высотой, выявляются возвышенности, имеющие превышение над днищем понижений до 20—30 м. По склонам возвышенностей, кроме брекчий, у самого контакта можно видеть свалы угловатых глыб, ориентированных длинными осями вдоль склонов. В понижениях рельефа залегает внизу:

а) Пласт переслаивания неравномерно-зернистых аркозовых песчаников со слюдистым цементом с неотчетливой или ритмичной слоистостью. Мощность — до 10—15 м.

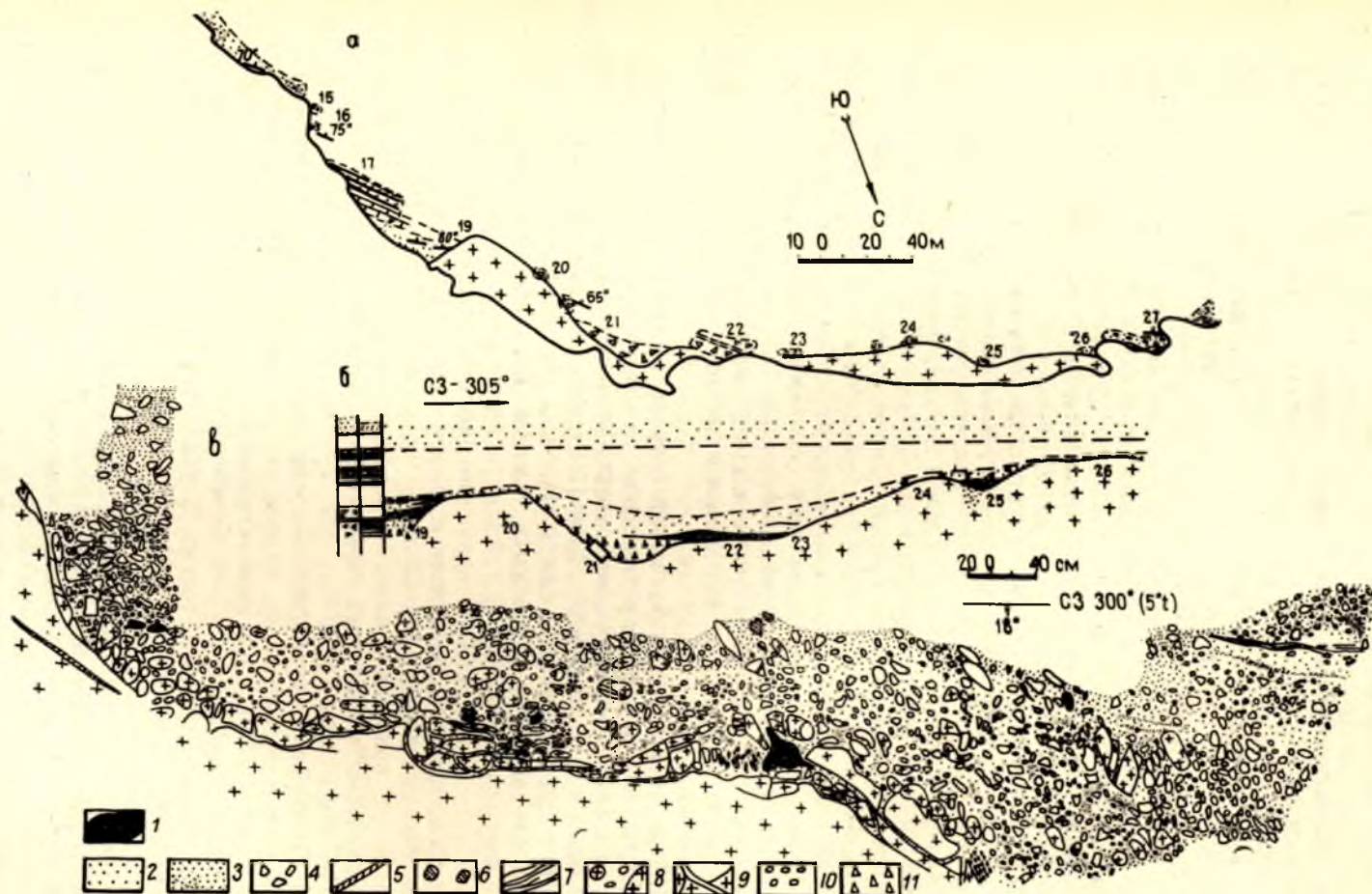
б) Выше находится пласт переслаивания песчаников с карбонатным цементом, песчанистых доломитов, песчаников, песчанистых сланцев. Мощность — до 15 м.

в) Собственно ятулийские кварцевые конгломераты и гравелиты, с размывом залегающие на подстилающих породах. Ими начинается разрез осадочных образований ятулия.

Породы пластов «а» и «б» имеют невыдержанную мощность и изменчивый по простиранию состав. В ряде обнажений было установлено выклинивание пласта «а» и залегание на гранитах карбонатных пород.

В северной части острова Лехта II оз. Сегозера в береговых обнажениях описан следующий разрез:

а) Граниты микроклино-плагноклазовые, крупнозернистые, зеленовато-серого цвета, с жилами микроклинового гранита. В 2-метровой приконтактной зоне гранит пересечен сетью трещин, заполненных серицитом и хлоритом. Этими трещинами гранит разбит на остроугольные фрагменты величиной до 30—40 см. В направлении к контакту



Фиг. 11. Древний погребенный рельеф в районе оз. Сегозера — острова Лехта-I:

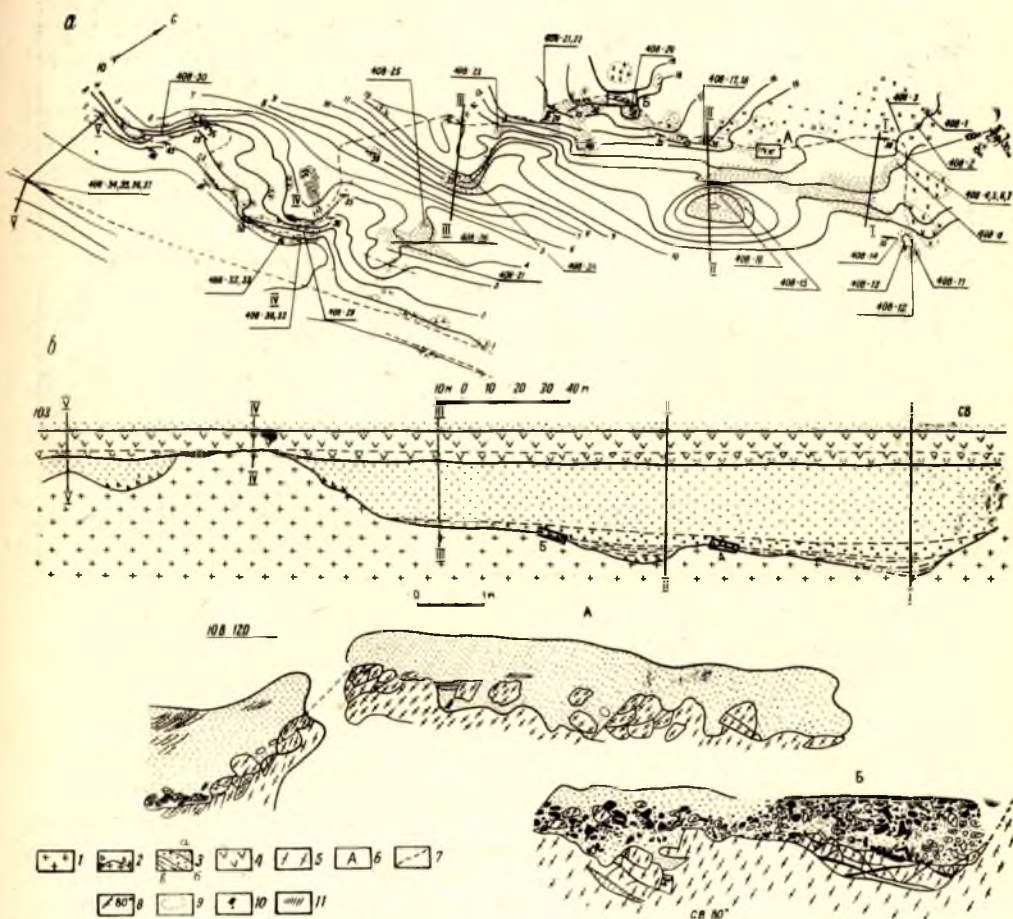
1 — карбонатная порода; 2 — грубозернистый песчаник; 3 — крупно- и среднезернистый песчаник; 4 — обломки кварца; 5 — прожилки кварца; 6 — обломки сланца; 7 — сланец; 8 — гнейсо-гранит и его обломки; 9 — зона разрушения гнейсо-гранита; 10 — кварцевые конгломераты; 11 — брекчия гнейсо-гранита. а — план; б — профиль; в — детальная зарисовка обн. 21 (план).

б) На неровной поверхности гранитного основания залегает карбонатная порода с обломками выветрелого гранита. Величина обломков различная — от 0,05 до 1 м. Форма их неправильная, изометричная; контуры слабо округлены. В карбонатной породе (доломит с линзами кальцита) вкраплены кварцевые песчинки и слюдястый материал.

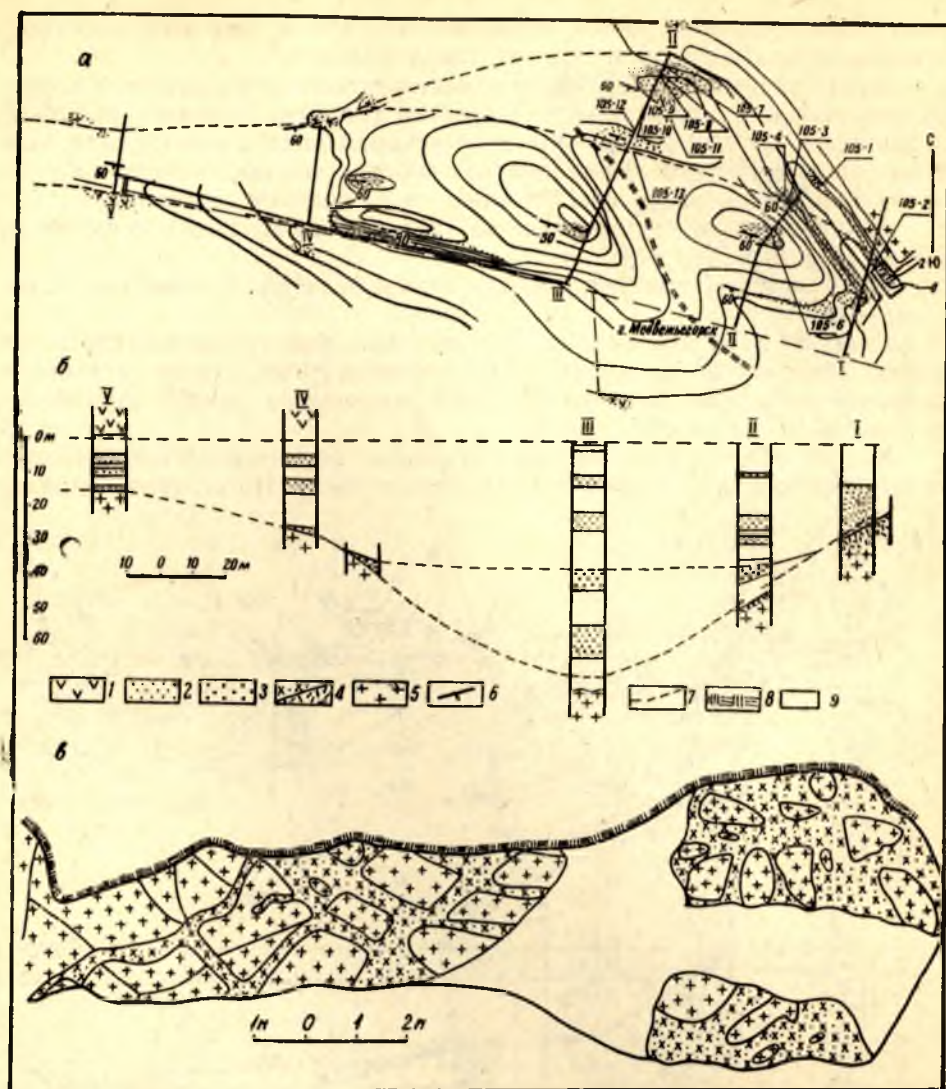
в) Песчаник кварцевый с карбонатным базальным цементом. Мощность—2,8 м.

г) Пласт переслаивания кварцевых и кварцево-гранитных конгломератов, гравелитов, имеющих песчано-карбонатный цемент, а выше — кварцито-песчаники. Этими породами начинается разрез ятулийских отложений.

Второй район, где в подошве ятулийских образований наблюдаются гранитные брекчии, это район г. Медвежьегорска. На северной окраине



1 — грациты; 2 — аллювиально-делювиальные гранито-кварцевые конгломерато-брекчии; 3 — ятулийские осадки; а — песчаники, б — гравелиты, в — песчано-глинистые сланцы; 4 — основные эффузивные породы; 5 — гнейсо-граниты; 6 — места расположения зарисовок (А, Б); 7 — линии контактов; 8 — элементы залегания слонистости; 9 — контуры обнажений; 10 — обломки кварца; 11 — слонистость: а — план, б — профиль.



Фиг. 13. Древний погребенный рельеф к северо-западу от г. Медвежьегорска:

(а — план, б — рельеф, в — детальные зарисовки обнажения):

1 — диабазы нижней эффузивно-осадочной толщи; 2 — песчаники и кварцито-песчаники; 3 — аркозы; 4 — кора выветривания на гранитах; 5 — граниты; 6 — элементы залегания слоистости; 7 — линии контактов; 8 — задернованная часть; 9 — расположение зарисовки.

города установлено непосредственное налегание ятулийских пород на граниты (фиг. 12, 13). Граниты около контактовой поверхности в 3-х метровой зоне рассечены сетью трещин, намечающих контуры обломков. Контактная поверхность гранитов неровная, с выступами и впадинами. На пологих склонах возвышенностей и в мелких понижениях залегает слой гранитного элювия до 1 м мощностью. Глыбы гранита — неправильной формы, с острыми углами сцементированы плохо сортированным песчаником. У нижнего уступа крутых склонов наблюдаются свалы гранитных глыб со слабо округленными углами. Здесь, как и в районе оз. Сегозера, установлен погребенный микро- и мезорельеф основания (В. А. Соколов и др., 1966).

Кроме отмеченных районов, элювиальные брекчии и конгломерато-брекчии в основании ятулия были описаны на западном берегу оз. Сунд-озера на Бригун-наволоке. Они залегают здесь непосредственно на гнейсо-гранитах, пересеченных жилами микроклиновых гранитов, а также кварцевыми и кварц-гематитовыми жилами. Конгломерато-брекчия налегает на неровную бугристую поверхность гнейсо-гранита и сложена обломками гнейсо-гранита, микроклинового пегматита, а также, в незначительном количестве, жильного кварца.

Гальки и валуны гнейсо-гранита имеют размеры от нескольких сантиметров до 1,5 м в поперечнике. Форма валунов неправильная, чаще с округлыми краями и ребрами. Валуны либо лежат на гнейсо-гранитном основании, примыкая друг к другу, либо залегают изолированно, погруженные в массу цемента. В расположении валунов не улавливается никакой закономерности. В гнейсо-граните валунов наблюдается сравнительно свежий плагиоклаз.

Гальки белого кварца имеют плохо окатанную форму и размеры до 10 см в поперечнике. Обломки кварца, темно-серого с синеватым оттенком цвета, образуют редкие угловатые гальки до 3—4 см в поперечнике. Гальки кварца, приуроченные к основанию слоя конгломерато-брекчий, прослеживаются с перерывами.

Цементом конгломерато-брекчии служит песчанистый алевролит или песчаник. Песчинки кварца (15—20%) и плагиоклаза (менее 5%) погружены в базальном слюдистом цементе, в котором под микроскопом выделяются чешуйки серицита, мусковита, биотита и темно-серые или буроватые железистые включения. Цвет цемента темно- или светло-серый, всегда темнее, чем цвет обломков. Мощность слоя конгломерато-брекчии — до 1,5 м.

Конгломерато-брекчии перекрываются песчаниками и туфо-песчаниками.

Коры выветривания и элювиально-делювиальные образования, как видно из краткого описания, довольно разнообразны по составу, особенно по составу цемента в брекчиях. Характерной особенностью является образование их *in situ* в одинаковых климатических условиях на поверхности пенеплена.

На всех этих образованиях с размывом залегают собственно ятулийские отложения, в основании которых широко развиты кварцевые, кварцево-гранитные и гранитные конгломераты, слагающие второй стратиграфический горизонт ятулийских базальных образований, описание которого дается в составе нижнеятулийских пород.

Нижний ятулий

Отложения нижнего ятулия имеют чрезвычайно невыдержанную мощность, от 0—30 до 1000 и более метров. В основании нижнего ятулия развиты терригенные породы, а в кровле его — основные породы, которые выклиниваются из разреза в северной и южной частях Центральной Карелии.

Осадочные породы нижнего ятулия, которые перекрывают раннеятулийские базальные отложения, как правило, с размывом, выделены в осадочную подтолщу нижнего ятулия. Вулканогенные породы (покровы и потоки основных лав с прослоями туфогенных пород), залегающие в кровле нижнего ятулия, составляют вулканогенную подтолщу (фиг. 14).

Осадочная подгольца нижнего ятулия

По составу и мощности пород, их литологическим особенностям, четкости деления на пачки отложения подтолщи в разных районах отличаются большим разнообразием. Поэтому описание их дается по участкам распространения в районах оз. Туломозера, Прионежья, оз. Сегозера — Елмозера, р. Чирка-Кеми, оз. Суоярви — Костамуксы, озер Янгозера — Селецкого — Маслозера, оз. Лубоярви и оз. Волома. Корреляция ятулийских отложений будет дана в заключении всего раздела.

В районе оз. Туломозера по керну скважины выше гранито-гнейсов и коры химического выветривания на них был описан разрез нижнеятулийских пород (снизу вверх):

1. Сланец кварцево-серицитовый, темно-серый. Мощность — 7 м.
2. Кварцито-песчаник мелкозернистый, зеленовато-серый. Мощность — 2 м.
3. Сланец песчано-глинистый (кварцево-серицитовый), темно-серый, с прослоями кварцито-песчаника. Мощность — 4 м.
4. Песчаник аркозовый, крупнозернистый, зеленовато-серый. Мощность — 1,5 м.
5. Песчаник аркозовый, средне- и крупнозернистый, зеленовато-серый и с прослоями кварцита. Мощность — 2,8 м.
6. Конгломерат кварцевый, сложенный хорошо окатанными гальками темно-серого и синеватого кварца и плохо окатанными зернами полевого шпата. Цемент конгломерата кварцито-песчанистый. Мощность — 0,5 м.

Выше залегают среднеятулийские породы. Вулканогенных пород в районе оз. Туломозера нет.

Мощность и состав пород нижнего ятулия, приуроченных к понижениям в рельефе основания, в этом районе не выдержаны. На возвышенностях древнего рельефа нижнеятулийские породы выклиниваются, и на граниты ложатся карбонаты среднего ятулия.

В районе Прионежья нижнеятулийские отложения описаны во многих пунктах и отличаются значительным разнообразием, имея невыдержанную мощность. На западном берегу оз. Пяозера в районе д. Кучино разрез нижнего ятулия описан по керну скважины СЗТГУ и по искусственным обнажениям, где установлено, что непосредственно на архейских гнейсо-гранитах, мигматизированных протерозойскими микроклиновыми гранитами, залегают:

1. Песчаники аркозовые, среднезернистые, темно-серые, розовато- или зеленовато-серые, с редкой кварцевой галькой. Мощность пласта — 0,5—1,5 м.
2. Пачка тонкого переслаивания кварцевого алевролита и филлитового сланца с примесью туфового (?) материала. Порода тонкослоистая, обычно серого, почти черного цвета, коричневая, буроватая. Мощность — 12 м.
3. Диабаз (эффузивный) мелкозернистый, темно-серого цвета. Мощность — 11 м.
4. Пачка песчано-алевролита-сланцевая, которая сложена аркозовыми и полимиктовыми (туфогенными) песчаниками, кварцевыми алевролитами, филлитовыми сланцами и туфо-сланцами. В пестрой по составу пачке наблюдается следующая особенность в распределении пород. В основании разреза пачки преобладают неравномерно-зернистые зеленовато-серые и серые кварцито-песчаники (кварцевые и кварцево-полевошпатовые) и гравелиты с редкими зернами кварца, до 5 мм в поперечнике. Слоистость горизонтальная, нечеткая. Структура породы бласто-псефито-псаммитовая; цемент базальный, поровый (кристаллически-зер-

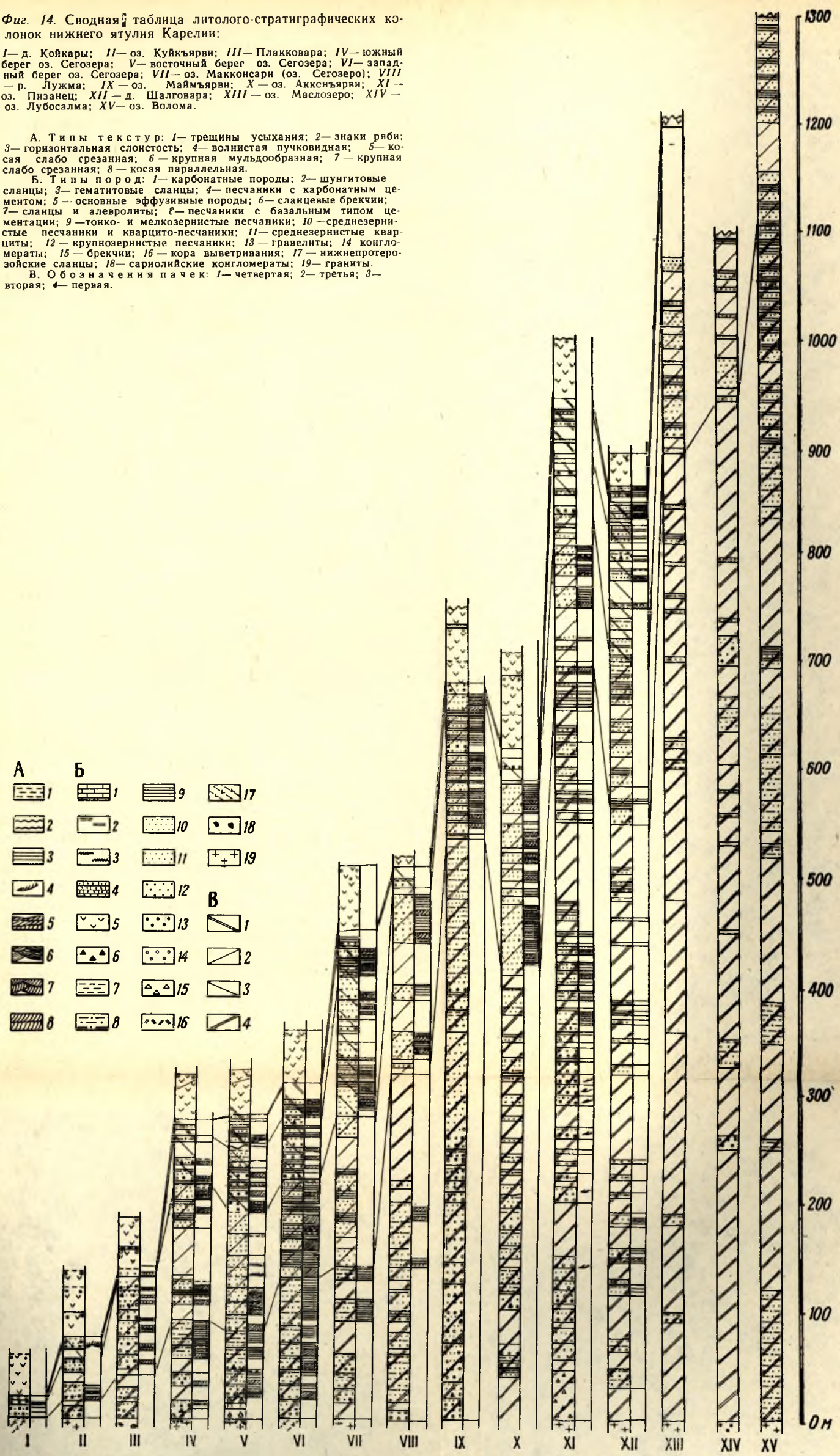
Фиг. 14. Сводная таблица литолого-стратиграфических колонок нижнего ятулия Карелии:

I— д. Койкары; II— оз. Куйкъярви; III— Плакковара; IV— южный берег оз. Сегозера; V— восточный берег оз. Сегозера; VI— западный берег оз. Сегозера; VII— оз. Макконсари (оз. Сегозера); VIII— р. Лужма; IX— оз. Маймъярви; X— оз. Акксъярви; XI— оз. Пизанец; XII— д. Шалговара; XIII— оз. Маслозеро; XIV— оз. Лубосалма; XV— оз. Волома.

А. Типы текстур: 1— трещины усыхания; 2— знаки ряби; 3— горизонтальная слоистость; 4— волнистая пучковидная; 5— ко- сая слабо срезанная; 6— крупная мульдобразная; 7— крупная слабо срезанная; 8— косяя параллельная.

Б. Типы пород: 1— карбонатные породы; 2— шунгитовые сланцы; 3— гематитовые сланцы; 4— песчаники с карбонатным це- ментом; 5— основные эффузивные породы; 6— сланцевые брекчии; 7— сланцы и алевролиты; 8— песчаники с базальным типом це- ментации; 9— тонко- и мелкозернистые песчаники; 10— среднезерни- стые песчаники и кварцито-песчаники; 11— среднезернистые квар- циты; 12— крупнозернистые песчаники; 13— гравелиты; 14— конгло- мераты; 15— брекчии; 16— кора выветривания; 17— нижнепротеро- зойские сланцы; 18— сариольские конгломераты; 19— граниты.

В. Обозначения па чек: 1— четвертая; 2— третья; 3— вторая; 4— первая.



нистый), механического заполнения; по составу кварцево-карбонатно-слюдистый. Выше по разрезу преобладают аркозовые песчаники, среднезернистые с псаммитовой структурой и смешанным кварцево-карбонатно-слюдистым цементом (механического заполнения, пойкилокластическим и т. д.). Еще выше залегают песчаники, алевролиты и сланцы, которые переслаиваются друг с другом; иногда видна четкая ритмичность и микроритмичная слоистость (мощность ритма — 1,5—2 см). Породы темно-серые, почти черные, иногда буроватые. По составу обломочного материала это в основном кварцевые породы с добавкой полевошпатовых зерен и обломков туфового материала, представленных либо агрегатом мелкочешуйчатых зерен хлорита — раскристаллизованное вулканическое стекло (?), либо агрегатом мелкозернистого кварца, альбита, биотита, хлорита, карбоната. Форма обломков, различных по составу, округлая, угловатая. Цемент карбонатно-хлорито-биотитовый. Встречаются обломочные зерна турмалина. Мощность пачки — 18—20 м.

5. Диабаз мелкозернистый, темно-серый с зеленоватым оттенком.

Подобного же типа породы описаны и на берегу оз. Сундозера, где они перекрывают конгломерато-брекчии Бригуннаволока. Севернее, в районе деревень Койкары — Святнаволока, нижнеятулийские породы перекрывают коры выветривания на различных доятулийских породах, а в участках, где коры выветривания эродированы, и непосредственно эти породы. Так, в районе р. Суны по обнажениям, расположенным южнее плотины, устанавливается, что выше полимиктовых конгломератов сариолия залегают кварцевые конгломераты и гравелиты с прослоями кварцито-песчаников. Западнее д. Красная Речка на гранитах залегают разнозернистые кварцито-песчаники с небольшим количеством гравелитов. У д. Койкары на размытой поверхности нижнепротерозойских эффузивных пород и кварцево-серицитовых сланцев лежат крупногалечные кварцевые конгломераты с обломками пород основания, а выше — разнозернистые песчаники с серицитовым цементом и прослоями гравелитов. У оз. Мусталамби на выветрелых полимиктовых конгломератах расположены аркозовые гравелиты, сменяющиеся выше кварцевыми конгломератами и гравелитами. Мощность нижнеятулийских осадочных пород, перекрытых основными эффузивами, меняется в пределах 15—70 м (фиг. 14).

В районе г. Медвежьегорска нижнеятулийские осадочные породы имеют прерывистое залегание, они выклиниваются на возвышенностях основания, заполняют понижения погребенного мезорельефа и перекрывают слой элювия на гранитах. Состав пород непостоянен. В одних участках в разрезе преобладают мелко- и среднезернистые песчаники с горизонтальной слоистостью (Лумбуши), в других — грубообломочные породы — кварцевые конгломераты и гравелиты, обычно косослоистые (разрезы у оз. Плотичье, Куйкламби), в третьих — широко развиты аркозовые породы и т. д. Мощность нижнеятулийских пород меняется в пределах 0—70 м, и в этом районе разрезы трудно стратифицировать и сопоставить друг с другом, хотя все они венчаются покровами основных пород, залегают на одинаковом основании, и их одновозрастность не вызывает сомнений. Такое же, невыдержанное по мощности, залегание (от 0 до 40 м) имеют нижнеятулийские осадочные породы в районе Повенца, где выше коры выветривания на гранитах залегают неравномернозернистые аркозовые кварцито-песчаники с прослоями кварцевых конгломератов.

К северо-западу от г. Медвежьегорска наблюдается увеличение мощности нижнеятулийских пород до 100 и более метров. В вертикальном разрезе устанавливается лучшая сортировка обломочного материала

и приуроченность различных типов пород к разным уровням разреза. Поэтому здесь в составе нижнего ятулия условно выделены литолого-стратиграфические пачки, подобные тем, которые совершенно отчетливо выделяются в районе оз. Сегозера — Елмозера и охарактеризованы ниже. Так, в районе деревень Остречье и Плакковаара выше коры выветривания на гнейсо-гранитах или на сариолийских конгломератах залегают (снизу вверх):

1. **Первая пачка**, которая в основании имеет прослой кварцево-гранитных, гранитно-кварцевых и кварцевых конгломератов, а выше — разнозернистые грубые песчаники, аркозовые гравелиты с прослоями кварцевых конгломератов. В этих породах видны серии различной мощности, обычно с однонаправленной параллельной косой слоистостью. Мощность — от 30 до 100 м.

2. **Вторая пачка**, сложенная хорошо сортированными, преимущественно косослоистыми кварцевыми гравелитами, песчаниками, кварцито-песчаниками. Косая слоистость в крупных и мелких параллельных сериях, следующих друг за другом. Мощность — 22—50 м.

3. **Третья пачка**, состоящая из песчаников с прослоями кварцевых конгломератов, гравелитов, алевролитов и сланцев. Мощность — 5—7 м. Выше залегают основные породы.

В пределах Сегозерско-Елмозерской структуры нижнеятулийские отложения тянутся в виде полос разной ширины по южному, западному и восточному берегам оз. Сегозера, занимают значительные площади между озерами Сегозером — Елмозером и без перерыва прослеживаются по западному, частью восточному берегам оз. Елмозера, восточнее оз. Евжезера и далее западнее оз. Ругозера. Мощность этих отложений измеряется цифрами: 270 м — на южном берегу Сегозера, 310—320 м — в Паданской и Глухой губах оз. Сегозера, 440 м — на острове Макконсари, около 600 м — в Орчень-губе, 800 м — у д. Шалговаары и в северной части оз. Елмозера. Во всех указанных и ряде других пунктов были описаны послойные разрезы осадочной подтолщи. В разрезе подтолщи по составу пород, их текстурно-структурным особенностям, наличию ритмичности и цикличности выделены четыре литолого-стратиграфические пачки, часть которых разделена еще на подпачки.

1. **Первая (гравелито-кварцито-песчаниковая) пачка** прослеживается в основании нижнего ятулия на протяжении всей Сегозерско-Елмозерской структуры и характеризуется непостоянством мощности (от 50 м на восточном берегу оз. Сегозера до 530—600 м в районе д. Шалговаары). Ятулийские породы с размывом залегают на коре выветривания гнейсо-гранитов, нижнепротерозойских пород и сариолийских конгломератов, на элювии гранитов, а на западных берегах озер Сегозера и Елмозера с угловым несогласием и размывом ложатся на нижнепротерозойские зеленые и кварцево-серицитовые сланцы.

В вертикальном разрезе выделены три подпачки.

Нижняя подпачка — ритмичного строения. На восточном берегу оз. Сегозера ритмы мощностью 1—5 м имеют в основании кварцевые гравелиты, неравномерно-зернистые косослоистые песчаники, а выше — более мелкозернистые горизонтально-слоистые песчаники и в кровле ритмов — красно-бурые или зеленовато-серые песчано-глинистые сланцы. На поверхности напластования сланцев иногда развиты трещины усыхания, а в подошве ритмов встречаются обломки сланцев. Косослоистые серии имеют мощность до 2 м. Слойки однонаправленные, выполаживающиеся к основанию. В районе оз. Елмозера резко увеличивается мощность пород подпачки, которые обладают тем же ритмичным строением разреза. Разнозернистые песчаники со слюдыстым (серицито-

хлоритовым) цементом и редкими косослоистыми сериями залегают в основании ритмов, а горизонтально-слоистые — в кровле. В отличие от восточно-сегозерского разреза, в районе оз. Елмозера отсутствуют песчано-глинистые сланцы в кровле ритмов.

Характерной особенностью нижней подпачки является наличие в ее основании грубообломочных пород: кварцевых, сланцево-кварцевых и гранитных конгломератов. Кварцевые и сланцево-кварцевые конгломераты¹ и гравелиты образуют слои от 0,5 до 10 м мощности и прослеживаются практически в основании нижнего ятулия на всем протяжении Сегозерско-Елмозерской структуры. Кварцево-гранитные и гранитные конгломераты встречены в Глухой губе и на островах Мурдосари и Гриданосари в северо-восточной части оз. Сегозера, где эти породы с резким контактом залегают на гранитах среди «поля» развития элювиально-делювиальных образований, слагая здесь своеобразные эрозийные врезы. Для пластов этих конгломератов (валунных и галечных) характерно ритмичное переслаивание конгломератов с кварцито-песчаниками, наличие значительного количества карбонатного цемента, а также крупных косослоистых серий с однонаправленной выполаживающейся к основанию косой слоистостью. Мощность конгломератовых и конгломерато-песчаниковых пластов достигает 30 м.

Средняя подпачка сложена разнзернистыми, преимущественно среднезернистыми, кварцевыми песчаниками с полевым шпатом. Песчаники содержат различное количество слюдистого и слюдисто-карбонатного цемента. В песчаниках средней подпачки восточного берега оз. Сегозера прослежена косая слоистость в крупных клиновидно срезающих сериях с очень пологими углами падения слойков. В разрезе подпачки в районе оз. Елмозера отличительной особенностью наряду с большей мощностью является отсутствие полевого шпата и широкое развитие горизонтально-слоистых осадков, лишь с единичными сериями косослоистых песчаников среди них.

Верхняя подпачка, описанная только в районе оз. Елмозера и на хребте Хартувара (к югу она выклинивается), слагается мелко- и среднезернистыми песчаниками и кварцито-песчаниками, горизонтально-слоистыми с редкими косослоистыми сериями. В районе хребта Хартувара в составе подпачки встречены песчаники с примесью зерен полевого шпата (до 15%).

2. Вторая (кварцитовая) пачка отчетливо прослеживается по всей Сегозерско-Елмозерской структуре, изменяя свою мощность от 85—130 м в районе Сегозера до 160 м в районе Елмозера. Пачка имеет ритмичное строение. Мощность ритмов в основании пачки — 1,5—5 м, а выше по разрезу — 10—12 м. В подошве ритмов обычно залегают крупно- или среднезернистые белые, серовато-белые или зеленовато-белые кварциты с регенерационным цементом. Нередко в них прослеживаются косослоистые серии (мощность 1—2,5 м) с прямолинейными параллельными слойками. В верхней части ритмов располагаются кварцевые горизонтально-слоистые песчаники с поровым кварцево-серицитовым цементом. Иногда в кровле ритмов развиты маломощные прослои кварцево-серицитовых сланцев, обломки которых встречаются и в подошве вышележащих слоев.

Породам пачки, развитым на восточном и западном берегах Сегозера и в северной части структуры, присущи свои отличительные черты.

¹ Кварцевые конгломераты и их взаимоотношения с подстилающими породами в этом районе описывались Л. Я. Харитоным (1941), М. А. Гиляровой (1948), В. И. Шмыгалевым, В. А. Перевозчиковой (1957), О. А. Рийконен (1960), В. З. Негруца и др. (1963, 1965, 1966).

На восточном берегу Сегозера в верхней части ритмов имеются мало-мощные серии с перекрестной слоистостью, на плоскостях напластования наблюдаются знаки ряби и трещины усыхания, в сланцах встречается пирит, а в песчаниках содержится примесь зерен полевого шпата (до 3—5%). На западном берегу Сегозера в породах также имеются знаки ряби и трещины усыхания. В северном направлении в породах пачки в целом уменьшается величина зерен, широко развиты горизонтально-слоистые кварциты. В районе севернее Ругозера этой пачке соответствуют яшмовидные кварциты с тонкой горизонтальной слоистостью.

3. Третья (глинисто-гравелито-песчаниковая) пачка имеет в районе оз. Сегозера мощность 60—80 м, на Каличьих островах — 130 м и в районе хребта Хартувара — 36 м. Она сложена плохо сортированными осадками, от гравелитов до средне- и мелкозернистых песчаников с преобладанием крупнозернистых разностей, различным содержанием карбоната в цементе, обилием красноцветных сланцев. В разрезе пачки выделены три подпачки.

Нижняя подпачка ритмичного строения. Ритмы мощностью от 0,7 до 3,7 м, сложены в подошве крупно- или среднезернистыми песчаниками, со срезающей или косоволнистой слоистостью в мелких сериях; в кровле залегают мелко-, тонкозернистые песчаники или красноцветные сланцы с трещинами усыхания на поверхностях напластования. Описанные ритмы нередко сочетаются в разрезе и по площади с ритмично переслаивающимися гравелитами или крупнозернистыми песчаниками с параллельной косой слоистостью в сериях мощностью 0,1—0,15 м и мелкозернистыми неслоистыми песчаниками.

Средняя подпачка характеризуется преобладанием в разрезе ритмов с красноцветными сланцами в кровле. Однако не меньший объем в ней занимает и ритмичное переслаивание косослоистых песчаников с неслоистыми, что особенно четко прослежено в районе Каличьих островов.

Верхняя подпачка складывается гравелитами, крупно- и среднезернистыми песчаниками с карбонатным цементом. Осадки верхней подпачки прослежены в районе восточного берега оз. Сегозера и оз. Елмозера и отсутствуют в разрезе западного берега оз. Сегозера. В песчаниках этой подпачки местами прослежена косая слоистость в мелких параллельных сериях и неясная мульдобразная слоистость (район оз. Елмозера).

4. Четвертая (песчаниковая) пачка изменяет свою мощность от 10—12 м на восточном берегу Сегозера до 40 м в районе Каличьих островов и до 50 м в районе хребта Хартувара. Пачка состоит из разнозернистых кварцевых песчаников со значительной примесью (до 15%) полевошпатовых песчинок. Характерной особенностью строения пачки является то, что в кровле ее увеличивается количество прослоев более крупнозернистых пород, иногда с обратной ритмичной слоистостью. Широко развиты горизонтально-слоистые породы, лишь в районе оз. Сегозера в составе пачки описаны косослоистые срезающие друг друга серии с вогнутыми слоями. Здесь же на плоскостях напластования мелкозернистых пород отмечены трещины усыхания и знаки ряби. Этой пачкой венчается разрез осадочной подтолщи нижнего ятулия, которая в районе оз. Сегозера и южной части оз. Елмозера перекрывается потоком основных лав, а севернее, где основные породы выклиниваются из разреза, сменяется непосредственно осадками среднего ятулия.

К северо-западу от южного берега Елмозера располагается изолированная полоса нижнеятулийских пород, развитых у деревень Петрова Гора и Венгигора. На протяжении 15 км ятулийские породы, слагаю-

щие несимметричную замкнутую синклиналь, подстилаются нижнепротерозойскими филлитами и основными эффузивами. Ятулийские отложения несогласно залегают на нижнепротерозойских породах, имеют мощность до 250 м. Их разрез начинается кварцевыми конгломератами, на которых залегают косослоистые гравелиты, выше — неравномернозернистые кварцито-песчаники, частью аркозовые, а еще выше — кварцито-песчаники с серицитовым цементом, а также светло-серые кварциты. По составу и последовательности залегания пород этот разрез аналогичен разрезам пород нижнего ятулия в районе оз. Елмозера.

В районе оз. Суоярви нижнеятулийские осадочные породы слагают полосы шириной до 1 км по берегам озер Салонъярви, Суоярви и прослеживаются у хут. Кайвас, д. Хауккаваара и Мойсенваара (фиг. 15). Эти породы перекрывают гнейсо-граниты и отделяются от них древней корой выветривания мощностью до 30 м, описание которой было дано А. Метцгером (Metzger, 1924). Выше коры выветривания с размывом залегают следующие пачки:

1. **Первая (конгломерато-кварцито-песчаниковая) пачка**, сложенная в основании кварцевыми конгломератами с галькой до 15 см. а выше — прослоями мелкогалечных конгломератов (мощностью до 2 м) среди кварцито-песчаников, еще выше — разнозернистыми кварцито-песчаниками с примесью зерен полевого шпата и серицитовым и серицито-хлоритовым цементом. Породы имеют темно- и светло-серый цвет с зеленоватым и буроватым оттенком. Слоистость горизонтальная и косая, чаще с однонаправленными сериями.

2. **Вторая (кварцитовая) пачка** слагается равномернозернистыми кварцитами и кварцито-песчаниками с горизонтальной слоистостью. Цвет пород светло-серый, иногда почти белый. Мощность — 80 м.

3. **Третья (кварцито-конгломератовая) пачка** представлена редкими прослоями кварцевых конгломератов среди кварцито-песчаников. Мощность — 20—30 м.

Выше залегает покров основных пород.

От оз. Суоярви нижнеятулийские отложения с перерывами прослеживаются на север и образуют в районе д. Костамуксы сравнительно небольшие участки. Здесь выше гнейсо-гранитов, отделяясь от них корой выветривания, залегают снизу вверх¹:

1) **Первая пачка**, представленная в основании кварцевыми конгломератами до 5 м мощностью, а выше — кварцевыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов общей мощностью 80 м.

2) **Вторая пачка**, состоящая из кварцито-песчаников и кварцитов мощностью 85 м.

3) **Третья пачка** полевошпато-кварцевых и кварцевых грубых песчаников мощностью 80 м.

Осадочные породы перекрыты 70-метровым пластом эффузивных диабазов и мандельштейнов.

Еще севернее в пределах Янгозерско-Селецко-Маслозерской структуры нижнеятулийские отложения занимают площадь, вытянутую в северо-западном направлении на 150 км и в широтном — до 30 км. Мощность осадков нижнего ятулия колеблется здесь в широких пределах, от 430—560 м в районе р. Лужмы и пос. Юккогубы до 670—700 м вблизи озер Аконъярви и Маймъярви и 1030—1200 м в районе озер Пизанец, Кукъярви и пос. Гимолы. Образования осадочной подтолщи перекрыты

¹ Послойное описание ятулийских отложений в этом районе было выполнено А. И. Кайряком.

основными лавами, мощность которых достигает 90 м. Ятулийские породы с размывом и угловым несогласием налегают на кору химического выветривания гранитов, нижнепротерозойские зеленые и кварцево-серицитовые сланцы или сариолийские образования. В разрезе осадочной подтолщи по комплексу литологических особенностей выделены четыре литолого-стратиграфических пачки, первая из которых разделена на подпачки.

1. Первая (конгломерато-гравелито-песчаниковая) пачка имеет в своем составе три подпачки.

Нижняя подпачка отличается широким разнообразием вещественного и гранулометрического состава пород и их текстурных особенностей. На территории данной структуры определено три типа разреза подпачки, мощность которой варьирует от 0 (оз. Селецкое) до 440 м (оз. Пизанец) и 650 м (к востоку от пос. Гимолы).

В районе западного крыла структуры (к северо-востоку от оз. Аконъярви) описан следующий разрез нижней подпачки (снизу вверх):

а) Темно-серые полимиктовые песчаники, мелко-, средне- и крупнозернистые, гравелиты и мелкогалечные конгломераты, подчиненно — алевролиты и сланцы. Строение разреза нечетко груборитмичное. Мощность осадков — 30 м (известная).

б) Гранитно-кварцевые и кварцевые конгломераты, гравелиты, зеленовато-серые и светло-серые аркозовые и полевошпато-кварцевые песчаники и яркоокрашенные сланцы. Прослежено четко ритмичное строение разреза. В осадках косая слоистость, трещины усыхания. Мощность — 400 м.

в) Светло-серые мелко-, средне- и крупнозернистые аркозовые и полевошпато-кварцевые песчаники, подчиненно — конгломераты и сланцы. Нечетко выражено крупноритмичное строение. Мощность — 70 м.

В районе оз. Маймъярви и далее на северо-запад к востоку от пос. Гимолы прослежен следующий разрез нижней подпачки (снизу вверх):

а) Груборитмичное переслаивание валунно-галечных кварцевых конгломератов, гравелитов и в меньшем количестве крупно- и среднезернистых песчаников. Крупная параллельная косая слоистость. Мощность равна 150 м (район оз. Маймъярви) и 400 м (район к северо-востоку от пос. Гимолы).

б) Кварцевые гравелиты и песчаники с мелкоритмичным строением разреза. Мощность — 50—65 м.

в) Крупно-, средне- и мелкозернистые полевошпато-кварцевые песчаники и сланцы горизонтальнослоистые, с хлорито-карбонатно-слюдистым цементом. Мощность — 140—160 м.

В районе гора Эннингивара и оз. Пизанец прослежен третий тип разреза нижней подпачки (снизу вверх):

а) Кварцево-гранитные валуно-галечные конгломераты, гравелиты, грубо- и крупнозернистые полевошпато-кварцевые и аркозовые песчаники. Груборитмичное строение разреза. Мощность осадков — 230 м.

б) Кварцево-полевошпатовые гравелиты и мелкогалечные конгломераты, подчиненно — крупнозернистые песчаники с косоволнистой слоистостью. Наблюдается ритмичное строение разреза. Мощность — 220 м.

в) Крупно-, средне- и мелкозернистые аркозовые песчаники, горизонтальнослоистые, с редкой крупной косой слоистостью. Цемент породы кварцево-слюдистый, местами карбонатный. Мощность — 75 м.

Средняя подпачка развита по всей площади структуры и перекрывает осадки нижней подпачки, а в районе р. Лужмы эти породы налегают непосредственно на сариолийские конгломераты и сланцы.

Мощность осадков от 100—110 м (район р. Лужмы) до 240 м (район оз. Пизанец).

Осадки представлены крупно-, средне- и мелкозернистыми песчаниками, горизонтально-слоистыми и, реже, косослоистыми, кварцевыми и полевошпато-кварцевыми (озера Пизанец, Маймъярви). Цемент породы кварцево-слюдистый с карбонатом.

Верхняя подпачка развита на той же территории, что и предыдущая, мощность осадков выдержана от 45—60 м (оз. Маймъярви) до 80—100 м (район оз. Аконъярви). Подпачка сложена крупно-, средне- и мелкозернистыми песчаниками и кварцито-песчаниками, горизонтально-слоистыми, с кварцево-слюдистым и кварцевым цементом.

2. Вторая (кварцитовая) пачка прослежена по всей территории структуры. Мощность ее колеблется от 140 м (оз. Пизанец) до 200 м (оз. Пюкс). Осадки представлены крупно- и среднезернистыми, белыми, светло-серыми, реже с фиолетовым оттенком, кварцитами и кварцито-песчаниками, горизонтально- или косослоистыми. Строение разреза нечетко ритмичное.

3. Третья (гравелитовая) и четвертая (песчаниковая) пачки прослежены лишь в трех районах: озер Пюкс, Маймъярви и Пизанец. Известная мощность осадков 25—30 м (оз. Пюкс) и до 100 м (оз. Пизанец). Породы представлены крупными и мелкими косослоистыми гравелитами, мелкогалечными кварцевыми конгломератами, крупно- и среднезернистыми кварцевыми горизонтально-слоистыми песчаниками. Породы имеют кварцево-слюдистый и слюдистый цемент.

В районе д. Лубосалмы терригенные образования нижнего ятулия слагают небольшую синклинальную структуру (фиг. 6) северо-западного простираения. Контакты с гнейсо-гранитами и сариолийскими конгломератами в основном тектонические, и лишь на юго-западе ятулийские породы перекрывают их.

В нижнем ятулии выделены три пачки пород общей мощностью до 1200 м.

1. Первая пачка разделяется на нижнюю и верхнюю подпачки.

Нижняя подпачка первой пачки представлена разнозернистыми песчаниками, гравелитами и кварцевыми конгломератами. Для низов разреза характерна пучковидная косая слоистость. В верхах же отмечено общее поглубление материала и наличие разрушенных зерен полевых шпатов.

Верхняя подпачка сложена тонкослоистыми песчаниками, переслаивающимися с белыми кварцито-песчаниками.

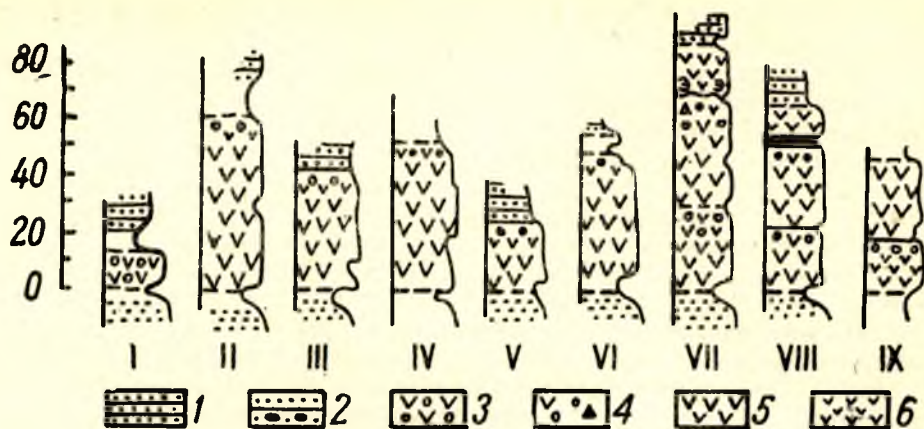
2. Вторая пачка, залегающая на размытой поверхности первой пачки, характеризуется ритмичным переслаиванием кварцито-песчаников и кварцитов с редкими прослоями песчаников с базальным цементом.

3. Третья пачка представлена переслаиванием серых горизонтально-слоистых песчаников с базальным цементом, песчаников с поровым цементом и редкими прослойками кварцито-песчаников. Вскрытая мощность пачки — 55 м.

Осадочные образования района секутся дайками габбро-диабазов.

В районе озер Мотка — Волома на площади, вытянутой на 45 км при ширине 10 км, ятулийские породы перекрывают различные по составу граниты, гнейсо-граниты и сариолийские полимиктовые конгломераты. В составе ятулия развита только нижняя толща, представленная тремя пачками осадков (первая, вторая, третья). В первой пачке выделены нижняя, средняя и верхняя подпачки.

Нижняя подпачка первой пачки сложена аркозовыми гравелитами и песчаниками, сменяющимися к верхам кварцевыми гравели-



Фиг. 15. Сводные колонки нижнеятулийских эффузивов

I — оз. Липъярви; II — о. Макконсаари (оз. Сегозеро); III — Глухая губа (оз. Сегозеро); IV — кое; VII — гора Пюкс (Центральная Карелия); VIII — р. Янгозерка; IX — р. Кумса, Фенькина оз. Куйкъярви, южная окраина г. Медвежьегорска, XIII — рудник Воронов бор; XIV — р. Вичка, от д. Святнаволо; XVI — пос. Гирвас; XVII — руч. Луканоя,

Средняя толща: 1 — песчаники разнотернистые, горизонтально- и косослоистые; 2 — зивы; 3 — диабазовые мандельштейны; 4 — диабазовые автобрекчии; 5 — диабазовые плагио- силициты; 6 — туфы и туффиты; 7 — зоны гнездовой эпидотизации. Нижняя толща: гнейсы основания

тами и песчаниками. Мощность аркозовой части подпачки в юго-западной части структуры достигает 500 м, в северном же направлении она постепенно уменьшается вплоть до полного выклинивания. Мощность верхней части подпачки — до 350—400 м.

Средняя подпачка в низах представлена ритмично построенными слоями крупно-мелкозернистых песчаников с прослоями кварцевых конгломератов. Мощность — 140—300 м. Верхи подпачки сложены средне-мелкозернистыми песчаниками, переходящими в среднезернистые кварцито-песчаники. Мощность — около 100 м.

Верхняя подпачка характеризуется постепенным переходом от крупнозернистых песчаников в низах разреза до кварцито-песчаников в его верхней части. Мощность — 200—400 м.

Вторая пачка представлена светлоокрашенными кварцитами, переслаивающимися с сахаровидными кварцито-песчаниками. В верхах пачки появляется прослой псевдоконгломератов. Мощность пачки — 140—160 м.

Третья пачка сложена монотонно переслаивающимися светло-серыми песчаниками с тонкими прослоями белых кварцито-песчаников. Вскрытая мощность пачки — около 160 м.

Вулканогенная подтолща нижнего ятулия

Верхнюю часть разреза нижнего ятулия в ряде структур занимают эффузивные породы, представленные потоками основных лав (фиг. 15). Наиболее интенсивно нижнеятулийская фаза вулканизма была проявлена на территории Кумсинской и Янгозерско-Селецкой структур, где в разрезах подтолщи установлено соответственно 4 и 3 лавовых потока общей мощностью 50 и 90 м. В других структурах устанавливается только по одному лавовому потоку, а в ряде районов (оз. Туломозеро, р. Чирка-Кемь) эффузивы отсутствуют. Комплекс пород, сформированный в течение нижнеятулийской фазы вулканизма, включает в себя эффузивные, туфогенно-осадочные и вулканогенно-хемогенные образования.



ятулийского вулканического комплекса:

д. Погост (оз. Сегозера); V— западный берег оз. Маслозера; VI— оз. Хизъярви (оз. Селец-Ламбина; X— р. Кумса, пос. Падун; XI— северная окраина г. Медвежьегорска; XII— западная окраина г. Медвежьегорска; XV— оз. Салваламби, в 3,5 км к северо-востоку Гирвас; XVIII— оз. Суоярви (по материалам СЭТГУ).
гравелиты и мелкогалечные кварцевые конгломераты. Нижнеятулийские эффу-клазо-роговообманковые порфириды; 6— диабазы мелкозернистые, афанитовые; 7— яшмовидные 10— песчаники разнозернистые и кварцито-песчаники; 11— карбонатные линзы; 12— гранито-ятулия.

В пределах Елмозерско-Сегозерской структуры эффузивные породы представлены одним лавовым потоком, который был описан в ряде раз-резов, расположенных по берегам оз. Сегозера. Наиболее полные раз-резы лав здесь установлены в районе восточного берега оз. Сегозера и на острове Шенонсаари.

Средняя мощность лавового потока составляет не менее 45 м. Вы-клинивание лав в северном направлении установлено в районе оз. Пить-кяламби (западный берег оз. Елмозера), в то время как к югу, юго-востоку и юго-западу от оз. Сегозера мощность лав сохраняется более или менее постоянной и характер их выклинивания или взаимоотношения с эффузивами других структур остается неясным.

На территории Янгозерско-Селецкой структуры распределение мощ-ностей лав неравномерное. В Чиозерско-Янгозерской части структуры, в районе предполагаемого центра лавовых излияний, расположенного в 3—5 км к северо-западу от оз. Чиозера, мощность 3-х потоков лав составляет 87 м, а на р. Янгозерке, где в разрезе нижнего ятулия уста-новлено 3 лавовых потока, их мощность равна 54 м.

Наиболее полный разрез нижнеятулийских эффузивов установлен на левом берегу р. Янгозерки, в 4 км вверх по ее течению к юго-востоку от пос. Гумарино. Здесь в многочисленных скалистых уступах левого и частично правого берегов реки наблюдается описываемая ниже по-следовательность пород, слагающих отдельные лавовые потоки.

Основание нижнего лавового потока образуют мелкозернистые, афа-нитовые диабазы с тонкой вкрапленностью магнетита и пирита. Отчет-ливая пластовая отдельность их падает на северо-восток 40° под углом 20° . Выше с постепенным переходом залегают массивные диабазовые плагиоклазо-роговообманковые порфириды, в которых участками отме-чаются шилы пегматонидных диабазов. Кровлю потока слагают диаба-зовые мандельштейны, содержащие большое количество округлых мел-ких миндалин кварцевого выполнения. Мощность потока — 21 м.

Мелкозернистые афанитовые диабазы второго лавового потока со-держат иногда игольчатые лейсты плагиоклаза, образующие в некоторых

случаях гломеропорфировые скопления, к которым часто приурочена рудная сегрегация магнетита и халькопирита. Залегающие выше диабазовые плагиоклазо-роговообманковые порфириды имеют среднезернистую основную массу и содержат довольно большое количество вкрапленников розовато-серого плагиоклаза и темно-зеленого амфибола. Нередко в их основной массе отмечаются шпирообразные скопления густо вкрапленных сульфидов (пирита — халькопирита).

Мандельштейны диабазов верхней части потока имеют весьма своеобразный внешний вид, обусловленный присутствием исключительно большого количества округлых миндалин, выполненных белым, мелкозернистым кварцем. Мощность потока — 33 м.

На несколько волнистой неровной поверхности диабазовых мандельштейнов второго лавового потока залегает пачка, мощностью 2,5 м, переслаивающихся осадочных и туфогенно-осадочных пород (снизу вверх):

1. Гравелиты граувакковые с редкими небольшими гальками кварца до 3 см в диаметре 0,35 м.

2. Туф хлоритовый, тонкослоистый с линзами мелкозернистого песчаника 0,65 м.

3. Туфо-песчаник с плохо окатанным и слабо отсортированным обломочным материалом 0,80 м.

4. Хлорито-биотитовые туфы темно-зеленые, неяснослоистые 0,20 м.

После небольшого перерыва встречены породы третьего лавового потока.

В обнаженной части лавовый поток сложен в основании мелкозернистыми афанитовыми, слабо эпидотизированными диабазами, имеющими отчетливую пластовую отдельность, падающую на северо-восток 40° под углом 55°.

Диабазы подошвы потока постепенно переходят в диабазовые плагиоклазо-роговообманковые порфириды. Мощность этой части потока — 35 м.

Верхняя часть потока не обнажена, и через 4 м перерыва установлены выходы осадочных пород среднего ятулия, содержащие в основании мелкогалечные конгломераты с галькой подстилающих диабазов.

Таким образом, мощность разреза основных пород здесь составляет около 64 м.

К северу и югу от оз. Янгозера мощность и количество лавовых потоков уменьшаются, и южнее оз. Метча-Янгъярви установлен уже только один поток лав мощностью около 40—45 м.

В Селецко-Маслозерской части структуры, в районе оз. Рачуга-лампи, отчетливо картируется лишь один лавовый поток. Максимальная мощность потока, равная 50 м, установлена в районе эпицентра излияний. По мере удаления от него мощность лав уменьшается, и в районе д. Сельги, оз. Мятрат поток выклинивается из разреза. К северу от оз. Селецкого в районе северного конца оз. Маслозера его мощность равна 22 м, а в окрестностях бывшего хут. Нестерова Гора диабазы нижнего ятулия в разрезе не установлены.

В районе Прионежья на территории Кумсинской структуры вулканизм в нижнем ятулии проявился в излиянии 4-х лавовых потоков с суммарной мощностью до 60 м. Анализ мощностей лав, количества лавовых потоков, первичных текстур течения лав показывает, что вулканический аппарат, поставлявший лавовый материал на поверхность, находился в районе северного конца Повенецкого залива Онежского озера. Исследование лавовой толщи в долине р. Кумсы, а также вдоль северного и западного берегов Онежской структуры показывает, что по

мере удаления от района предполагаемого расположения подводящего канала последовательно уменьшаются мощности лав и число потоков. Так, по долине р. Кумсы в разрезах пос. Падун, д. Остречье, оз. Фенькина Ламбина и в районе р. Вички, к северо-западу от г. Медвежьегорска, установлено два лавовых потока, а в районе бывшего рудника Воронов бор — один.

Наиболее полный разрез нижнеятулийских диабазов в пределах Кумсинской структуры установлен в районе северо-западной окраины г. Медвежьегорска. С непосредственным контактом на несколько расланцованных серых гнейсо-гранитах архея залегают эффузивы нижнего ятулия (фиг. 16). Первый лавовый поток, имеющий ровную, резкую контактовую поверхность с подстилающими породами, в основании сложен мелкозернистыми афанитовыми диабазами. Простираение линии контакта — северо-восток 70° , падение на юго-восток под углом 50° . Далее мелкозернистые диабазы постепенно переходят в диабазовые порфириты, содержащие довольно крупные фенокристаллы плагиоклаза, до 0,5—0,8 см, и имеющие слабо эпидотизированную основную массу. Кровлю потока слагают диабазовые мандельштейны с обилием мелких и крупных, до 3 см, миндалин существенно кварцевого выполнения, реже — миндалин с пиритом, халькопиритом, кальцитом и магнетитом. В кровле потока отмечено пластообразное тело яшмовидных силицитов мощностью до 40 см, выполняющее, по-видимому, неровности в кровле лавового потока. Мощность потока — 30 м.

Второй лавовый поток состоит в подошве из массивных, слабо эпидотизированных мелкозернистых диабазов, переходящих в средней части потока в диабазовые порфириты, содержащие сгустки кальцито-кварцевых миндалин. Кровлю потока слагают мандельштейны с существенно кварцевыми миндалинами. Мощность потока — 5 м.

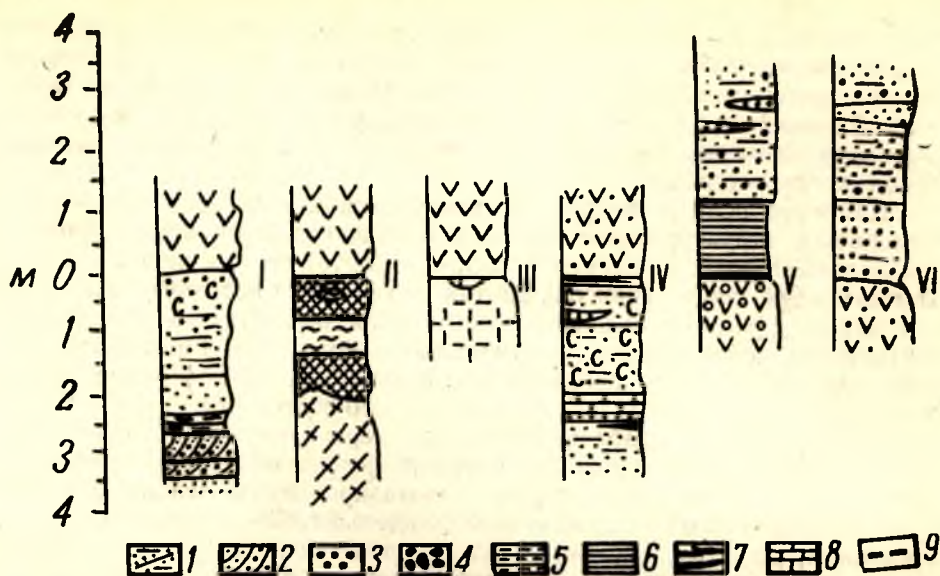
Мелкозернистые, сильно хлоритизированные диабазы нижней части третьего потока в его середине переходят в диабазовые порфириты, которые в свою очередь сменяются в кровле потока мандельштейнами. Мандельштейны содержат большое количество удлиненных хлорито-биотитовых миндалин, ориентированных на $310\text{—}340^\circ$. Здесь же установлен хорошо сохранившийся газовый канал диаметром 15 см и длиной до 0,5 м, имеющий трещиноватые внутренние стенки и ориентированный на северо-запад под углом 340° . Кровля потока в интервале до 3 м пропитана густой сетью жилок яшмовидных, тонкополосчатых зеленовато-бурых силицитов. Мощность потока — 7 м.

Четвертый лавовый поток в основании сложен мелкозернистыми слабо хлоритизированными миндалекаменными диабазами, которые к середине потока переходят в типичные диабазовые плагиоклазо-роговообманковые порфириты. Залегающие в кровле диабазовые мандельштейны и миндалекаменные диабазы густо насыщены мелкими округлыми миндалинами кварцевого состава. Мощность потока — 12 м.

На мандельштейнах четвертого лавового потока с незначительным перерывом залегают осадочные породы среднего ятулия, имеющие в основании маломощный горизонт конгломератов, среди галек которого встречаются обломки и подстилающих основных пород (фиг. 16).

Общая мощность разреза лав в данном районе составляет, таким образом, 54 м.

С нижнеятулийской фазой вулканизма связано также формирование группы вулканогенно-осадочных пород — туфов, туфо-алевролитов, туфо-песчаников и др. Однако, как показывает фактический материал,



Фиг. 16. Сводные колонки зон непосредственных контактов нижнеятулийских эффузий. Нижние контакты: I—Глухая губа (оз. Сегозера); II—северная окраина г. Медбор; Верхние контакты: V—VI—оз. Салваламби, в 3,5 км к северо-востоку от д. Святна; III—окраина г. Медвежьегорска; X—в 3 км севернее д. Койкары; 1—песчаники мелко- и среднезернистые, горизонтальнослоистые; 2—песчаники разнозерцевые конгломераты; 3—сланцы; 4—туфы и туффиты ритмичнослоистые; 5—яшмовидные мандельштейны; 6—диабазы афанитовые; 7—диабазы выветрелые; 8—хлоритовые граниты; 9—

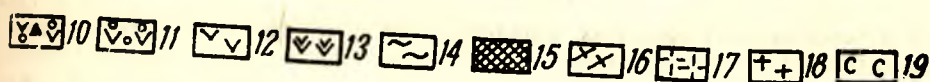
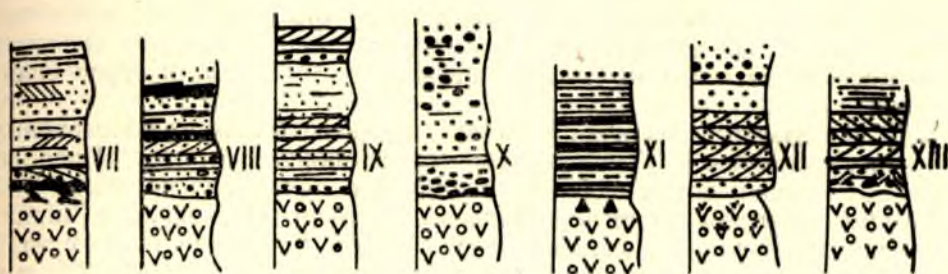
распределение пирокластических пород по площади крайне неравномерно.

На территории Елмозерско-Сегозерской структуры выходы туфогенно-осадочных пород установлены только в районе Глухой губы восточного берега оз. Сегозера, где маломощные прослои туфо-сланцев и туфо-алевролитов в переслаивании с темно-зелеными, темно-фиолетовыми туфами залегают на шлаковой, довольно ровной поверхности лавового потока.

Такие немногочисленные выходы туффитов известны и в пределах Янгозерско-Селецкой структуры, где, кроме туффитов, описанных по р. Янгозерке, пирокластические породы в виде тонких прослоев туфов были установлены на западном берегу оз. Маслозера.

Туфогенно-осадочные породы несколько шире распространены на территории северного Прионежья. В Кумсинской структуре они в виде маломощных прослоев отмечены в районе пос. Падун, на р. Кумсе и в разрезе нижнеятулийских отложений рудника Воронов бор. Однако наибольшие мощности туффитов установлены в районе оз. Пальезера. В разрезе, расположенном на юго-восточном берегу оз. Салваламби (западный берег оз. Пальезера), в основании нижнеятулийских эффузивов залегают переслаивающиеся туфы и туфо-алевролиты мощностью более 11 м.

Кроме того, значительное распространение туффиты имеют в районе д. Красная Речка и мыса Бригунаволок оз. Сундозера. Здесь в результате довольно значительных выбросов пирокластического материала были сформированы породы пестрого состава с постепенным пе-



живов с ниже- и среднеятулийскими осадочными породами и породами основания ятулия: вежьюгорска; *III*— р. Вичка, восточная окраина г. Медвежьегорска; *IV*— рудник Воронов волок. *VII*— рудник Воронов бор; *VIII*— в 3 км к югу от г. Медвежьегорска; *IX*— северная *XI*—*XII*— Глухая губа (Сегозеро); *XIII*— западный берег оз. Маслозера. нистые, косослойные; 3— песчаники крупнозернистые; 4— гравелиты и мелкогалечные квар- силиты; 8— карбонаты; 9— гематитовые сланцы; 10— автобрекчии диабазов; 11— диаба- гнезда; 15— кварцевая жила; 16— гранито-гнейсы; 17— выветрелые граниты; 18— массивные 19— скарнирование.

реходом от типичных туфов к осадочным породам — песчаникам и слан- цам. Мощность пласта туфогенно-осадочных пород составляет не менее 2,5—3,0 м.

Краткие выводы. Приведенная выше краткая характеристика нижнеятулийских отложений хорошо иллюстрирует значительное раз- нообразие их по мощности, составу пород и характеру разреза. Однако в площадном распространении различных отложений нижнего ятулия устанавливается определенная закономерность. В юго-восточной части региона в районе Туломозера, Пальезера, Койкар, Медвежьегорска, Повенца развиты в основном маломощные, выклинивающиеся по про- стиранию осадки, сильно различающиеся по фациальным особенностям. В их вертикальном разрезе трудно выделить устойчивые по простиранию стратиграфические горизонты.

В северо-западном направлении мощность нижнеятулийских отло- жений постепенно возрастает до 300 (район Плакковаары, Суоярви), 500 (южный берег Сегозера), 800 и более 1000 м (район Гимол, Лубо- салмы, Воломы, Чирка-Кеми). При этом в составе нижнего ятулия появляются выдержанные на значительной площади литолого-страи- графические пачки, которые отчетливо выделяются в разрезе во всех районах развития нижнеятулийских пород (например, вторая кварци- товая пачка и т. д.). Увеличение мощности осадков и постепенное изме- нение фациальных обстановок от аллювиально-озерных к аллювиально- прибрежным и к бассейновым свидетельствует о прямой зависимости мощности нижнеятулийских отложений от их фациальной принадлеж- ности.

Нижняя граница нижнеятулийских отложений четкая. Эти породы с размывом ложатся на кору выветривания, элювиальные брекчии и несогласно перекрывают все доятулийские породы, вплоть до сариолийских конгломератов. Таким образом, ятулийские отложения отделены от доятулийских пород периодами складчатости, пенепленизации складчатого основания и эрозии (как базальных отложений, так и пород основания).

Существенные различия в составе пород и условий их образования очень характерны для нижних горизонтов нижнего ятулия. Выше по разрезу состав пород и фаций становится более однородным. Так, в Маймъярвинском, Энингиламбинском, Сегозерско-Селецком и Чирка-Кемском разрезах существенно различаются по мощности и составу лишь первые нижние пачки, а выше по разрезу залегают две или три литологические пачки, которые по существу однотипны во всех районах развития нижнеятулийских отложений.

В вертикальном разрезе осадочной подтолщи нижнего ятулия намечается два крупных осадочных трансгрессивно-регрессивных цикла¹. Нижний осадочный цикл в Маймъярвинском, Энингиламбинском и Сегозерско-Селецком разрезах венчается кварцевой пачкой, выше которой в ряде разрезов залегают кварцевые гравелиты с прослоями глинистых сланцев, несущих трещины усыхания, или другие породы с текстурными признаками относительного (по сравнению с нижележащими породами) мелководья.

Регрессивная часть верхнего осадочного цикла (в кровле осадочной подтолщи нижнего ятулия) в этих же разрезах выражена довольно отчетливо по появлению кварцевых конгломератов и гравелитов (район озер Пюкс, Суоярви и др.), иногда с ритмичной слоистостью регрессивного характера (остров Макконсари на Сегозере), а также по увеличению в составе пород зерен полевых шпатов. Осадочные циклы в отложениях других типов не выделены, лишь в районе д. Пялозеро в разрезе нижнего ятулия установлено (В. А. Соколов, 1963) два осадочных цикла небольшой мощности. Таким образом, с верхней границей осадочной подтолщи нижнего ятулия в большинстве районов совпадает регрессивный этап осадконакопления.

В верхней части разреза нижнего ятулия залегают эффузивы основного состава, имеющие мощность до 90 м. В разных районах устанавливается неодинаковое количество покровов. В районах Суоярви, Гирваса, Сегозера, Елмозера выделяется по одному покрову. В районах Медвежьегорска, Чинозера, Янгозера описано по три — четыре покрова (потока) основных пород, сложенных диабазами, диабазовыми мандельштейнами. В ряде разрезов были описаны также туфо-песчаники и туфо-сланцы. На основных породах согласно, но с размывом залегают осадки среднего ятулия. Основные породы являются надежным маркирующим горизонтом в кровле нижнего ятулия для большинства районов Западно-Карельской синклинойной зоны, в некоторых же районах, как уже отмечалось, покровы основных пород выклиниваются, например, в северной части оз. Елмозера, в ряде пунктов района Суоярви и т. д. В этих районах осадочные породы нижнего ятулия согласно перекрываются осадочными породами среднего ятулия, и здесь граница между осадками двух подотделов проводится с большой долей условности.

¹ Описание типов ритмичности и цикличности ятулийских отложений см. во второй части.

Средний ятулий

В составе среднего ятулия объединяются разнофациальные отложения (терригенные, терригенно-карбонатные и др.), которые с размывом залегают на породах вулканогенной подтолщи нижнего ятулия и перекрываются мощной подтолщей эффузивов, слагающих кровлю среднего ятулия. Таким образом, средний ятулий расчленяется на осадочную и вулканогенную подтолщи. Суммарная мощность пород среднего ятулия равна 300—400 м, хотя мощности подтолщ в разных районах варьируют в широких пределах. При этом иногда осадочные породы среднего ятулия по горизонтали фациально замещают вулканогенные образования (фиг. 17).

Так как среднеятулийские породы развиты в тех же районах, что и нижнеятулийские, описание их будет дано в установленной выше географической последовательности и тоже по подотделам (подтолщам).

Осадочная подтолща среднего ятулия

В районе оз. Туломозера среднеятулийские отложения имеют значительное площадное развитие. Они изучались по керну скважин и по обнажениям. Устанавливается такая стратиграфическая последовательность развитых здесь пород (снизу вверх):

1) **Доломито-известняково-песчано-глинистая пачка**, которая отделяется резким контактом от кварцевых конгломератов нижнего ятулия, начинается песчаниками с карбонатным цементом и филлитами (глинистыми сланцами). Сланцы выше по разрезу переслаиваются с разнозернистыми и разноцветными доломитами, доломитовыми известняками, песчаниками и т. д. Мощность — до 75 м.

2) **Глинисто-доломитовая пачка** сложена мелкозернистыми кварцевыми, слюдистыми, а чаще без минеральных включений доломитами. Доломиты имеют горизонтальную слоистость, белый, розовый, сероват-розовый, красный и другой цвет. Небольшим развитием в составе пачки пользуются кварцево-серицитовые и хлоритовые сланцы, а также песчаники с доломитовым цементом. Мощность — 100—160 м.

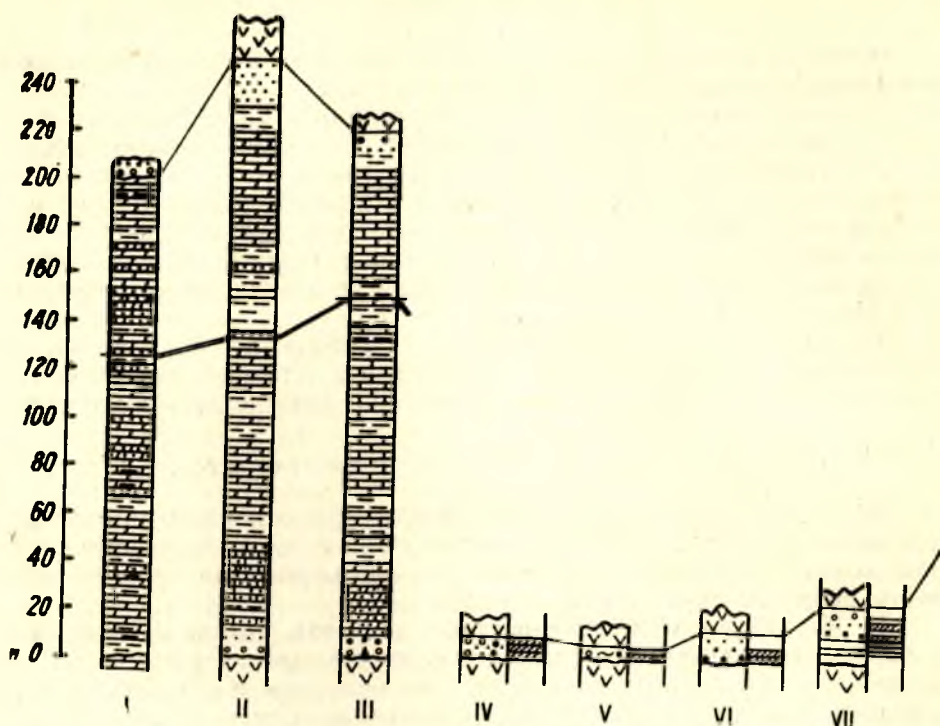
3) **Известняково-песчано-доломитовая пачка**, в составе которой основное место занимают доломиты (кварцевые, слюдистые и другие), чаще мелко- и тонкозернистые, окрашенные в розовый и розовато-серый цвет. С доломитами переслаиваются кварциты и кварцито-песчаники с карбонатным цементом, глинистые (слюдистые) сланцы, доломитовые известняки и прослои гематита. Мощность пачки — 70—95 м.

4) **Песчано-доломитовая пачка** состоит из тонко- и мелкозернистых доломитов (кремнистых, песчанистых) серого и розовато-серого цвета, с редкими прослоями песчаников с карбонатным цементом. Мощность пачки — 25—30 м.

5) **Доломито-гематито-песчаниковая пачка** характеризуется наличием прослоев гематита, которые чередуются с глинистыми, песчано-глинистыми сланцами, разнозернистыми доломитами (частью кремнистыми) и кварцитами. В кровле пачки залегают кварциты с прослоями кварцевых конгломератов. Мощность пачки — 70—75 м.

Сходное строение имеют среднеятулийские отложения в районе оз. Суоярви и в Прионежье.

В районе оз. Суоярви среднеятулийские породы были описаны по керну скважин и по обнажениям на островах оз. Суоярви и севернее его. Здесь на размытой поверхности диабазовых порфиринов залегают (снизу вверх):



Фиг. 17. Сводная таблица литолого-стратиграфических

I — оз. Туломозеро; II — оз. Пялззеро; III — оз. Суоярви; IV — пос. Гирвас; V — оз. Куйкярви; IX — д. Паданы; X — восточный берег оз. Сегозера; XI — о. Шенонсаари (оз. Сегозеро);
Условные обозначения

1) **Известняково-доломито-песчаниковая пачка**, которая начинается конгломерато-брекчией с обломками порфиринов и кварца. Выше широко развиты кварцито-песчаники и песчаники с карбонатным цементом и сланцевые брекчии, глинистые сланцы и выше — доломитовые известняки, доломиты с прослоями сланца. Мощность пачки — 30—70 м.

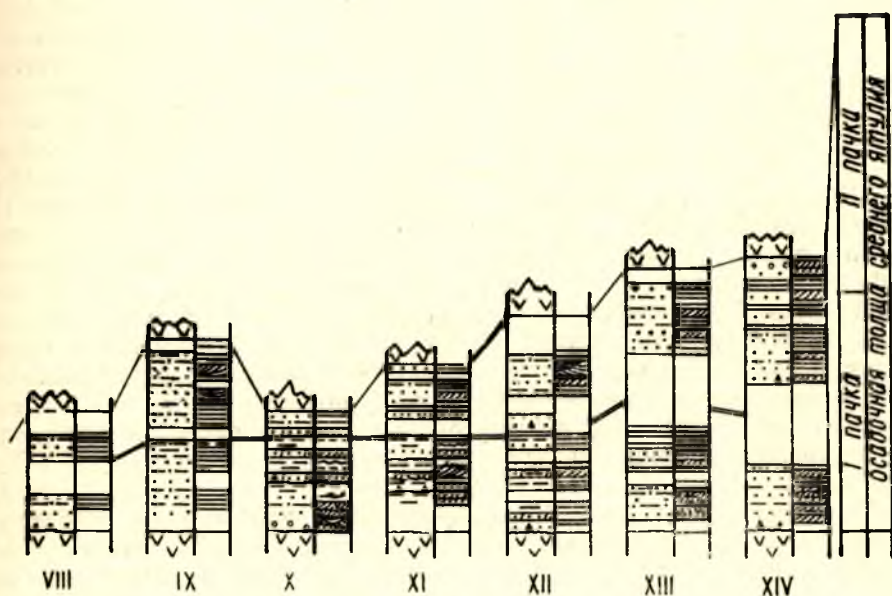
2) **Глинисто-доломитовая пачка**, сложенная белыми и серыми разномерными доломитами с прослоями глинистых сланцев. Мощность — 50—60 м.

3) **Глинисто-доломито-известняковая пачка**, состоящая из известняков (доломитовых, кварцевых и других), доломитов (кварцевых, известковых) и смешанных карбонатно-терригенных пород (песчаники с карбонатным цементом, глинисто-карбонатные сланцы). Мощность — 30—55 м.

4) **Песчано-доломитовая пачка**, в составе которой описаны разнообразные доломиты (кремнистые, глинистые, железистые), доломитовые брекчии с песчано-карбонатным цементом и прослои песчано-глинистых сланцев. Мощность пачки — 35—40 м.

5) **Песчано-гематито-глинистая пачка**, сложенная глинистыми сланцами с прослоями гематита (на плоскостях напластования сланцев описаны трещины усыхания) и в кровле — песчаниками. Мощность пачки — 5—30 м.

Разрез среднего ятулия венчается покровами диабазов. Общая мощность среднеятулийских отложений равна 180—250 м.



колонок осадков среднего ятулия Карелии:

VI — пос. Лумбуши; VII — оз. Фенькина Ламбина; VIII — южный берег оз. Сегозера; XII — оз. Липъярви; XIII — р. Янгозерка; XIV — д. Сельги. показаны на фиг. 14.

В западном крыле Онежской мульды среднеятулийские отложения также представлены терригенно-карбонатными породами, которые по керну скважин или по обнажениям описаны в районе с. Спасская Губа, д. Пялозеро, оз. Сундозера. Наиболее полный разрез описан у д. Пялозеро. Здесь на диабазах нижнего ятулия залегают:

1) **Известняково-брекчиево-глинистая пачка.** В основании ее кварцевые конгломераты, которые выше сменяются неравномернозернистыми кварцито-песчаниками, песчано-глинистыми сланцами, пластом розовых известняков, мергелей и доломитов, а еще выше — темно-бурыми глинистыми сланцами с прослоями сланцевой брекчии. Мощность пачки — 80—90 м.

2) **Песчано-доломитовая пачка,** сложенная разнозернистыми доломитами серого, розового и красного цвета, с прослоями песчаников, имеющих карбонатный цемент. В доломитах описаны строматолиты. Мощность пачки — 40—50 м.

3) **Доломито-песчано-глинистая пачка,** которая начинается доломитовым конгломератом и состоит из серых и темно-коричневых глинистых сланцев, переслаивающихся с песчаниками (цемент карбонатный) и доломитами. Мощность — 75—80 м.

4) **Кремнисто-доломитовая пачка,** представленная разнозернистыми доломитами розового и красного цвета, с прослоями и желваками кремня. Мощность — 60—70 м.

5) **Гематито-песчано-глинистая пачка**, в составе которой описаны песчано-глинистые и глинистые сланцы, обогащенные гематитом, а также песчаники и в небольшом количестве доломиты. Мощность пачки 10—30 м.

Общая мощность среднеятулийских пород 240—310 м. Они перекрыты покровом основных пород.

В северном и северо-западном крыльях Онежской мульды и в ее краевых синклиналиях (В. А. Соколов, 1963) состав и мощность среднеятулийских отложений значительно отличаются от описанных выше.

Здесь резко уменьшается мощность осадочной подтолщи и так же резко возрастает мощность вулканогенной подтолщи. В составе осадочной подтолщи тут развиты только терригенные породы. Так, в районе пос. Гирвас, деревень Койкары и Святнаволок, р. Ялгамки, деревень Палая Сельга, Воронов Бор, г. Медвежьегорска, д. Остречье и т. д. осадочная подтолща среднего ятулия, залегающая на нижнеятулийских эффузивах, представлена кварцевыми конгломератами, гравелитами, разнозернистыми песчаниками с редкими прослоями сланцев. При этом более грубозернистые породы обычно приурочены к подошве и кровле пласта. Для пород характерно наличие косослоистых, однонаправленных, реже срезающих серий небольшой мощности, частых размывов на границах слоев, наличие асимметричных знаков ряби на плоскостях напластования. Мощность этих пород меняется в пределах 10—30 м (фиг. 17).

К северо-западу от г. Медвежьегорска в районе озер Сегозера — Елмозера мощность среднеятулийских осадочных пород, которые с размывом перекрывают нижнеятулийские основные породы, возрастает с 45 м на южном и восточном берегах Сегозера до 80—110 м в районе Елмозера. По составу пород здесь установлено три типа разрезов осадочной подтолщи среднего ятулия.

Первый тип характерен для восточного берега оз. Сегозера, где осадочная подтолща четко разделяется на две пачки, причем, в первой пачке выделены две подпачки.

Нижняя песчаниковая подпачка, которая начинается снизу слоем кварцевых конгломератов, сложена разнозернистыми песчаниками и характеризуется косой слоистостью с параллельными сериями в низах подпачки, мульдообразной и пологоволнистой слоистостью в ее верхней части, присутствием в верхах подпачки асимметричных знаков ряби с заостренными валиками, псаммитовыми структурами с поровым цементом и увеличением карбонатности в цементе снизу вверх.

Для карбонатно-песчанико-сланцевой подпачки первой пачки, представленной переслаиванием песчаников, алевролитов и красноцветных сланцев, характерны: ритмичное строение слоев, отчетливые границы слоев с наличием в подошвах последних обломочного материала нижележащих слоев и размытой верхней поверхностью с трещинами усыхания, пестрая окраска пород, незначительная мощность слоев (не более 2 м), параллельная косая слоистость с прямолинейными сериями в песчаниках и горизонтальная слоистость в алевролитах и сланцах, значительное содержание карбоната (15—20%) в песчаниках и глинистых сланцах, псаммитовые структуры с базальным цементом в песчаниках и алевропелитовые и пелитовые структуры в алевролитах и сланцах.

Вторая пачка характеризуется однородностью слагающего ее песчаного материала, тонкой ритмичной слоистостью, параллельной косой слоистостью в нижней части и горизонтальной — в верхней части пачки, незначительным содержанием глинистого и карбонатного материала,

псаммитовыми структурами песчаников с поровым и базальным цементом и с участками цемента выполнения, замещения и соприкосновения.

В изученных разрезах средней толщи восточного берега Сегозера в основном повторяется вышеописанный разрез. Различия заключаются в увеличении количества грубозернистого материала в нижней подпачке к югу от Глухой губы и в уменьшении карбонатности в верхней подпачке в том же направлении. В северном направлении от Глухой губы уменьшается содержание плагиоклаза, циркона, турмалина, апатита и карбонатного материала.

Во второй пачке к северу от Глухой губы увеличивается содержание карбоната (иногда до 40%), количество глинистых сланцев и мощность пачки.

Второй тип разреза выделен для западного берега Сегозера. Разделение на пачки проведено здесь со значительной долей условности из-за однородности слагающих разрез песчаников. Для всего разреза характерны: большая мощность слоев (до 10—12 м), появление в составе песчаников, кроме плагиоклаза, еще и микроклина и массы мелких кристаллов пирита.

Отличительными чертами нижней пачки являются: горизонтальная слоистость и постепенный переход от более крупнозернистых разновидностей к тонкозернистым, вплоть до алевролитов.

Вторая пачка характеризуется монотонным переслаиванием мелко-среднезернистых песчаников с появлением в верхах пачки более крупнозернистого материала и карбоната, мультобразной косою слоистостью и отсутствием в верхах пачки пирита. Структура пород псаммитовая с поровым цементом.

Третий тип разреза характерен для района оз. Елмозера, где выделение самостоятельных пачек проводится условно. Осадочная подтолща сложена однородными монотонными и мелко-среднезернистыми песчаниками.

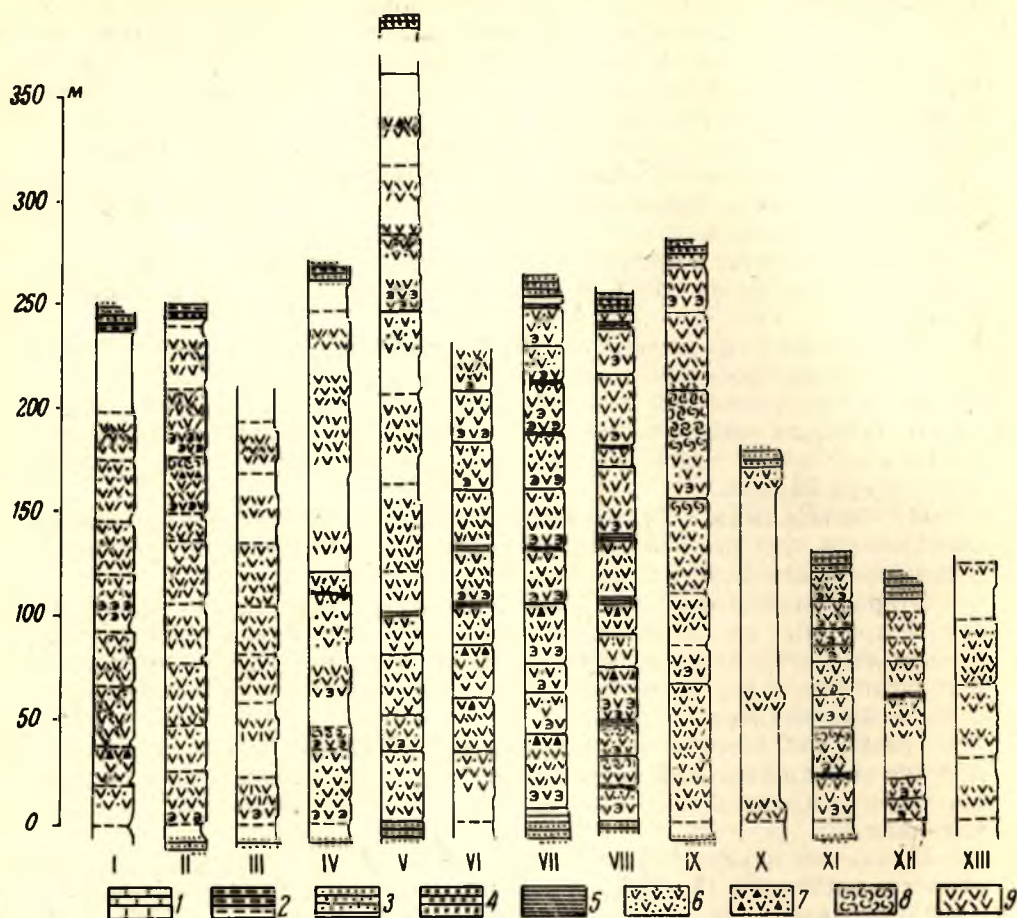
В породах первой пачки содержатся микроклин, значительное количество карбоната (5—22%) в цементе; песчаники имеют горизонтальную тонкоритмичную слоистость. Вторая пачка отличается наличием большого количества мелких обломков глинистых сланцев, почти полным отсутствием микроклина и карбоната и появлением редких косо-слоистых серий. Структура пород псаммитовая с поровым и базальным цементом в верхах разреза.

Таким образом, первый тип разреза отличается ритмичным строением слоев (от песчаников до сланцев), пестрой окраской пород, значительной мощностью слоев, большим содержанием карбонатного и глинистого материала, смешанными типами структур (от псаммитовой до пелитовой с различными видами цементации).

Второй и третий типы сходны между собой и резко отличаются от первого монотонным однородным составом, значительными мощностями слоев и появлением в составе песчаников микроклина.

Различие между вторым и третьим типами заключается в том, что в песчаниках разрезов второго типа присутствует значительное количество мелких кристалликов пирита, величина зерен постепенно убывает к кровле нижней пачки, а выше снова увеличивается, в составе песчаников присутствует плагиоклаз и микроклин, в верхах пачки появляются песчаники с карбонатным материалом.

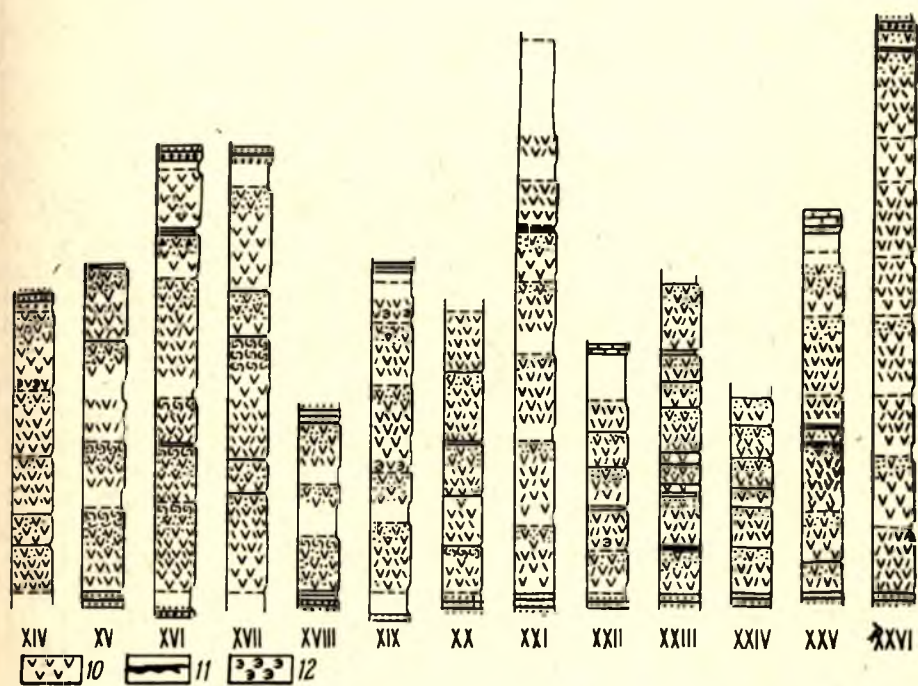
Отличительная черта третьего типа разреза — наличие в первой пачке микроклина и повышенная карбонатность цемента песчаников, а в песчаниках второй пачки — содержание большого количества мелких обломков сланцев.



Фиг. 18. Сводные колонки по разрезам среднеятулийской

I — северный конец оз. Елмозера (западный берег); II — северный конец оз. Елмозера (восточный берег); III — северный конец оз. Елмозера (западный берег); IV — северный конец оз. Елмозера (восточный берег); V — северный конец оз. Елмозера (западный берег); VI — Орчень-губа, оз. Сегозеро; VII — южный берег оз. Сегозера; VIII — Гарьюс-губа, оз. Сегозеро; IX — Кармасельская губа, оз. Сегозеро; X — Селецкое; XI — западный берег оз. Селецкого; XII — истоки р. Лужмы, оз. Селецкое; XIII — р. Кумса, Фенькина Ламбина; XIV — р. Кумса, пос. Падун; XV — северная окр. км к северо-востоку от д. Святоволок, оз. Салваламби; XVI — руч. Луканоя, пос. Гирвас; XVII — кварцевые конгломераты; XVIII — туфы и туффиты; XIX — диабазовые мандельштейны; XX — диабазы; XXI — фириты роговообманковые; XXII — диабазы мелкозернистые афанитовые;

Площадь развития осадков средней осадочной подтолщи, в пределах Янгозерско-Селецко-Маслозерской структуры, значительно меньше, чем пород нижней, и ограничена южной и центральной частями территории этой структуры. Мощность осадков осадочной подтолщи меняется от 80 м на северном берегу оз. Селецкого, 110 м у пос. Сельги и Гумарино до 70 м в районе пос. Совдозеро. Осадки средней подтолщи налегают на размытую поверхность эффузивных пород нижнего ятулия. Средняя осадочная подтолща имеет здесь монотонное строение, сложена полевошпато-кварцевыми средне- и мелкозернистыми песчаниками и, подчиненно, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками. При этом последние слагают подошву и кровлю средней подтолщи. В осадках прослежена разнообразная косая слоистость (параллельная и срезанная), мульдобразная и горизонтальная. В средней части разреза количество зерен полевых шпатов в песчаниках возрастает, и они переходят



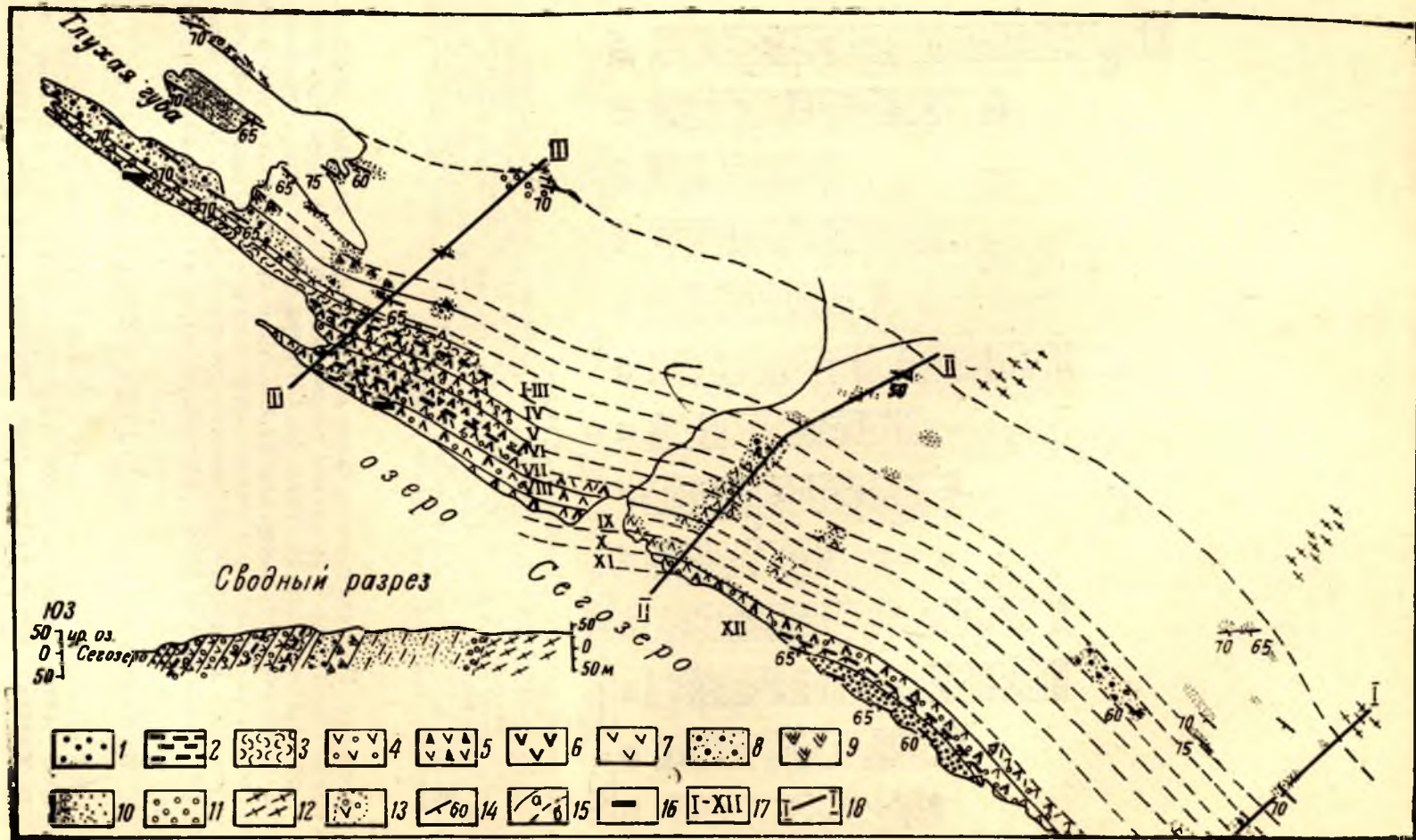
вулканогенной подтолщи Центральной Карелии:

берег); III—оз. Питъяламби, оз. Елмозеро; IV—оз. Липъярви, к югу от оз. Елмозера; V—о. Шенонсаари, оз. Сегозеро; VIII—Глухая губа, оз. Сегозеро; IX—д. Погост, оз. Сегозеро; X—озеро; XIII—западный берег оз. Маслозера; XIV—д. Юккогуба, оз. Маслозеро; XV—северный берег оз. Сельги, оз. Селецкое; XIX—р. Янгозерка, пос. Гумарино; XX—южный конец оз. Янгоярв; XXIV—восточная окраина г. Медвежьегорска, р. Вичка; XXV—в 3,5 км от оз. Медвежьегорска; XXVI—зона гнездовой эпидотизации. 1—карбонатные породы; 2—сланцы; 3—песчаники разнозернистые; 4—гравелиты и мелкогалечные автобрекчии; 8—шаровые лавы диабазов и миндалекаменных диабазов; 9—диабазовые порфириты; 11—яшмовидные силициты; 12—зоны гнездовой эпидотизации.

в аркозовые. По характеру разреза, составу пород, их гранулометрии, осадочная подтолща Янгозерско-Селецко-Маслозерской структуры сходна с разрезами западного берега оз. Сегозера и отличается лишь наличием и разнообразием косослоистых текстур. В других районах развития ятулийских отложений осадочные породы среднего ятулия с большей или меньшей достоверностью описаны только в районе д. Чирка-Кеми, где они представлены пачкой переслаивания песчаников и сланцев.

Вулканогенная подтолща среднего ятулия

Значительную по объему часть среднего ятулия занимают основные породы — лавы среднеятулийской фазы вулканизма. Так, например, на долю основных лав в районе озер Сегозера — Елмозера приходится



25—30% мощности всего разреза среднего ятулия, в районе озер Янг-озера — Селецкого — 15%, а в Прионежье — 80%.

Рассмотрение площадного распространения основных пород среднего ятулия в пределах Центральной и Южной Карелии показывает, что они развиты на гораздо больших площадях, чем нижнеятулийские эффузивы, и образуют более значительное по мощности лавовое плато. В процессе проявления среднеятулийской фазы вулканизма в результате подводных лавовых излияний были сформированы многочисленные лавовые потоки, а также залегающие между ними прослои туфогенных и вулканогенно-осадочных пород. К среднему ятулию, по-видимому, относятся также некоторые интрузивные тела габбро-диабазов.

На территории Елмозерско-Сегозерской структуры основные породы среднего ятулия прослеживаются в виде узких полос вдоль ее крыльев и отчетливо подчеркивают структурно-тектонические особенности данного участка. Выходы этих пород устанавливаются в многочисленных береговых уступах восточного, южного и западного берегов оз. Сегозера, в виде скалистых гребней и гряд прослеживаются в структуре межозерья Елмозера и Сегозера, отмечаются в высоких водораздельных грядах западного берега оз. Елмозера, прослеживаются вдоль берега Елмозера и уходят по простираанию далее на северо-запад вдоль хребта Хартуваара, вероятно, до оз. Ругозера, где они, по-видимому, и выклиниваются из разреза. К северу, в разрезе ятулия Чирка-Кемской структуры эффузивные диабазы достоверно не установлены.

По данным многочисленных разрезов основных пород Елмозерско-Сегозерской структуры, лавовая подтолща средней толщи состоит из серии переслаивающихся лавовых потоков, нередко разделенных мало-мощными прослоями туфогенно-осадочных пород. Сводные колонки по разрезам среднеятулийских диабазов Центральной Карелии показаны на фиг. 18.

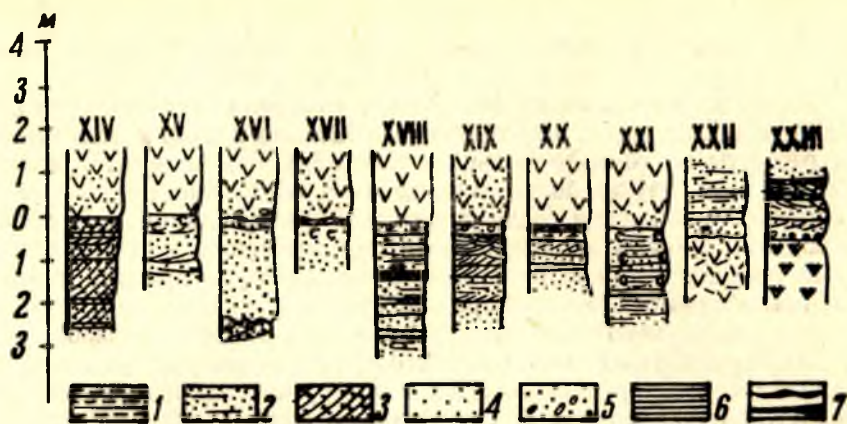
Максимальная мощность лав и наибольшее число их потоков установлены в районе северного берега оз. Сегозера — в районе предполагаемого расположения подводного канала — Орченьского некка. Здесь разрез лавовой подтолщи состоит не менее чем из 12 лавовых потоков, имеющих суммарную мощность до 360 м. На юго-восток, юг и северо-запад количество лавовых потоков и общая мощность лав меняются с 250 м на острове Шенонсаари, где установлено 15 лавовых потоков, до 240 м на восточном берегу, где в береговых обнажениях отмечено 12 лавовых потоков (фиг. 19). Однако наиболее резко мощность лав меняется в направлении от западного берега озера к южному. В районе Паданской губы оз. Сегозера (разрез д. Погост) мощность лавовой подтолщи, состоящей из 8 лавовых потоков, имеет не менее 270 м, а к юго-востоку количество потоков уменьшается до 6, в районе д. Карельская Масельга их общая мощность не превышает 100 м.

В районе оз. Елмозера мощность лав более выдержанная, и она составляет около 250 м, однако в северном конце озера мощность лавовой подтолщи, состоящей из 8 лавовых потоков, снижается до 200 м.

Развитые в районе Евжезера и хребта Хартуваара диабазы зажаты в узкую синклиналиную складку, поэтому определение истинной мощ-

Фиг. 19. Внутреннее строение вулканогенной подтолщи среднего ятулия района Глухой губы восточного берега озера Сегозера (глазомерный план):

1—песчаники, алевриты; 2—туфы, туфо-сланцы; 3—шаровые лавы диабазов; 4—диабазовые мандельштейны; 5—лавовые брекчи диабазов и миндалекаменных диабазов (автобрекчи); 6—роговообманковые порфиристы; 7—диабазы; 8—песчаники; 9—диабазы, диабазовые плагноклазо-роговообманковые порфиристы; 10—кварциты, кварцито-песчаники; 11—кварцевые конгломераты; 12—гранито-гнейсы; 13—контуры обнажений и их номера; 14—элементы залегания слоистости пород; 15—границы пород: а—установленные, прослеженные, б—предполагаемые; 16—зоны сульфидного оруденения; 17—номера лавовых потоков среднего ятулия; 18—линии профилей.



Фиг. 20. Сводные колонки зон непосредственных контактов среднеатулий

XIV—XV—северная окраина г. Медвежьегорска; XVI—р. Суна, пос. Гирвас; вежьегорска; XIX—р. Кумса, Фенькина Ламбина; XX—оз. Селецкое, д. Сельги; XXIV—восточный берег оз. Сегозера; XXV—о. Шенонсаари, оз. Сегозера; XXVI—масельская губа, оз. Сегозера; XXIX—руч. Луканоя, пос. Гирвас; XXX—о. Огму XXXIII—XXXIV—южный берег
1—сланцы; 2—песчаники мелко- и среднезернистые, горизонтальнослоистые; 3—литы, мелкогалечные кварцевые конгломераты; 4—туфы и туффиты; 5—яшмовид базовые мандельштейны с шароподобной текстурой;

ности эффузивов, установление внутреннего строения лавовой подтолщи здесь затруднено, и такие данные для этого района у нас отсутствуют.

Наиболее полным и в лучшей степени обнаженным разрезом лав среднего ятулия является разрез, расположенный на южном берегу острова Шенонсаари оз. Сегозера. Здесь на осадочных породах средней толщи (фиг. 20) с непосредственным контактом залегают многочисленные лавовые потоки в такой последовательности (снизу вверх):

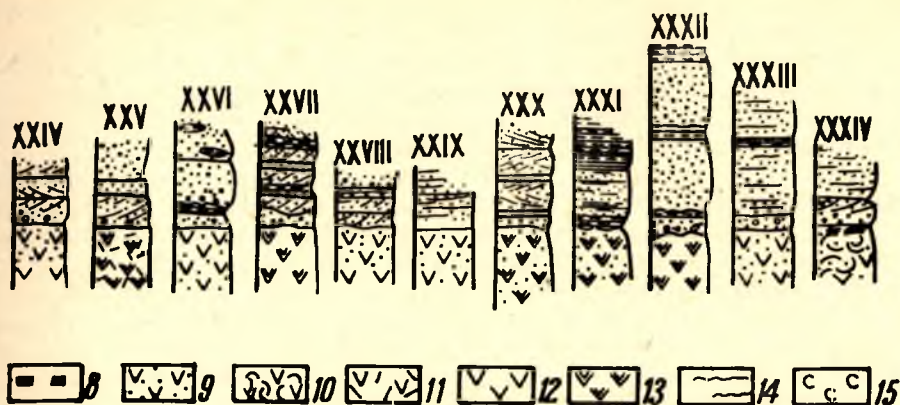
Первый поток основных лав в подошве и средней части сложен афанитовыми, массивными, слабо эпидотизированными диабазами, которые в верхней части потока непосредственно под корочкой закалки содержат маломощный прослой миндалекаменных диабазов. Кровля потока имеет пологоволнистую поверхность с простираем гребней валиков на 105° . Мощность потока — 5—6 м.

Второй поток лав в подошве имеет маломощную зону (до 10 см) шлаковидных диабазовых мандельштейнов, переходящих к середине потока в афанитовые плотные диабазы с массивной текстурой. Верхнюю часть потока слагают миндалекаменные разности диабазов и тонкополосчатые афанитовые диабазы корочки закалки. В кровле этого потока также установлена пологая волнистость с простираем валиков на 95° . Мощность потока — 1,05 м.

Мелкозернистые, несколько брекчированные диабазы подошвы третьего лавового потока к середине переходят в довольно массивные, слабо пиритизированные диабазы. В кровле потока установлены темно-зеленые, сильно хлоритизированные диабазы корочки закалки с волнистой поверхностью, валики которых ориентированы на 110° . Мощность потока — 0,85 м.

Четвертый поток в основании сложен эпидотизированными диабазами с густой вкрапленностью пирита и магнетита; среднюю и верхнюю часть его слагает более массивная разность диабазов, иногда со слабой полосчатостью. Мощность потока — 0,8 м.

Вышеележащий лавовый поток в основании сложен эпидотизированными диабазами, переходящими к середине в диабазовые роговообман-



ских эффузивов со средне- и верхнеятулийскими осадочными породами:

XXVII — в 3,5 км к северо-востоку от д. Святнаволока; XVIII — в 3 км к югу от г. Мед-
XXI — о. Шенонсаари, оз. Сегозеро; XXII — оз. Селецкое, д. Сельги; XXIII —
о. Макконсаари, оз. Сегозеро; XXVII — восточный берег оз. Сегозера; XXVIII — Кар-
саари, оз. Сегозеро; XXXI — XXXII — восточный берег оз. Сегозера, о. Дюльмяки;
оз. Сегозера.
песчаники мелкозернистые, косослоистые; 4 — песчаники крупнозернистые; 5 — граве-
ные силиты; 8 — гематитовые сланцы; 9 — диабазовые мандельштейны; 10 — диа-
риты; 12 — диабазы афанитовые; 13 — диабазы выветрелые; 14 — знаки ряби; 15 —
11 — роговообманковые порфискарнирование.

ковые порфириды. В свою очередь диабазовые порфириды постепенно переходят вначале в миндалекаменные разности с серповидными миндалинами, а затем и в типичные диабазовые мандельштейны. Мощность потока — 24 м.

В подошве и середине шестого потока лав мелкозернистые диабазы имеют участками миндалекаменную текстуру, и затем они переходят к кровле потока в типичные мандельштейны, которые, ввиду обилия миндалин, принимают внешний вид пенистых лав. Мощность потока — 20 м.

На неровную, несколько волнистую поверхность мандельштейнов подстилающего потока с резким контактом ложатся афанитовые диабазы седьмого потока лав. Диабазы слабо эпидотизированы и очень резко переходят в мандельштейны. Основная особенность мандельштейнов этого потока заключается в наличии в них большого количества удлинённых, вытянутых миндалин и тонких альбито-гематитовых жил. Мощность потока — 13 м.

Восьмой лавовый поток сложен в основании эпидотизированными диабазами, роговообманковыми порфиридами с обильной вкрапленностью пирита. Кровлю лавового потока слагают мандельштейны и мандельштейновые автобрекчии. Мощность потока — 29 м.

Разрез вышеележащего девятого лавового потока начинается эпидотизированными диабазами, переходящими в середине потока в роговообманковые порфириды. Роговообманковые порфириды участками имеют столбообразные скопления миндалин и зоны интенсивной пиритизации. В кровле лавового потока установлены мандельштейны и мандельштейновые автобрекчии, которые в ряде случаев секутся жилами диабазов. Мощность потока — 28 м.

Десятый поток основных пород в подошве представлен в некоторой степени эпидотизированными диабазами, которые далее сменяются эпидотизированными роговообманковыми порфиридами, содержащими незначительную вкрапленность пирита и магнетита. Кровлю потока сла-

гают типичные мандельштейны, содержащие обилие кремнисто-гематитовых миндалин. Мощность потока — 30 м.

Вышележащий лавовый поток представлен основными породами, залегающими в такой последовательности: эпидотизированные диабазы, роговообманковые порфириты и мандельштейны с обилием гнезд и линз яшмовидных силицитов. Мощность потока — 27 м.

Следующий поток лав сложен сильно эпидотизированными афанитовыми диабазами, их порфиритами и мандельштейнами, содержащими в кровле лавового потока большое количество маломощных жил и пластовых тел яшмовидных силицитов. Мощность потока — 25 м.

Тринадцатый лавовый поток сложен диабазами с сильно эпидотизированной основной массой, диабазовыми порфиритами и мандельштейнами с флюидалной текстурой. Ориентировка миндалин в мандельштейнах имеет юго-восточное направление — 130°. Мощность — 17 м.

Мелкозернистые диабазы подошвы следующего потока переходят к середине в миндалекаменные разности роговообманковых порфиритов, а затем — в собственно мандельштейны. Мандельштейны пропитаны густой сетью тонких жилок яшмовидных силицитов. Мощность потока — 19 м.

В кровле данного потока установлена пачка переслаивающихся хлоритовых и хлорито-биотитовых туфов мощностью до 1,2 м.

Верхнюю часть разреза лавовой подтолщи составляет пятнадцатый лавовый поток, представленный довольно сильно выветрелыми диабазами и диабазовыми порфиритами. Мощность потока — 12 м.

На размытой поверхности среднеятулийских лав с мелкогалечными конгломератами в основании залегают осадочные породы верхней толщи ятулия (фиг. 20).

Таким образом, общая мощность разреза лавовой подтолщи среднего ятулия острова Шенонсаари составляет не менее 250 м.

Значительные площади занимают основные породы и на территории обширной Янгозерско-Селецкой структуры. Полосы диабазов, отражая складчатые структуры ятулийских пород, отчетливо прослеживаются вдоль восточного и западного берегов озер Янгозера, Селецкого и устанавливаются также в виде полосы переменной мощности в районе оз. Маслозера.

К северу от оз. Маслозера в районе р. Воломы среднеятулийские диабазы, по-видимому, выклиниваются из разреза. Диабазы среднего ятулия в Чинозерской зоне структуры залегают в крыльях крутой асимметричной синклинальной складки и в виде отдельных пятен протягиваются как к юго-востоку от оз. Чинозера, так и к северо-западу от него.

Наиболее полный разрез основных пород этой структуры установлен в районе оз. Селецкого (оз. Хизъярви), где лавовая подтолща, состоящая из 6 лавовых потоков, имеет мощность около 200 м. К северу от оз. Селецкого мощность диабазов постепенно падает. Так, в районе д. Юккогуба в разрезе установлено уже 5 лавовых потоков общей мощностью 135 м, в северном конце оз. Маслозера диабазы образуют лишь 4 потока (124 м), а в районе бывшего хут. Нестерова Гора описано 2 лавовых потока с мощностью не более 70 м.

К югу от оз. Хизъярви мощность лавовой подтолщи уменьшается. Если в истоках р. Лужмы лавовая подтолща состоит из 5 лавовых потоков диабазов с общей мощностью 190 м, то в районе д. Сельги она сложена лишь 3 потоками и имеет мощность, не превышающую 76 м.

Слабая обнаженность, повышенная заболоченность территории к югу от оз. Селецкого и оз. Нижний Мятат не позволили непрерывно проследить полосы диабазов от оз. Селецкого до оз. Янгозера. Прини-

мая во внимание резкую изменчивость мощности диабазов восточного берега оз. Селецкого (с 200 до 76 м на протяжении 7 км), можно предположить, что к югу от оз. Селецкого эффузивы на протяжении 12 км выклиниваются из разреза и не соединяются с лавами Янгозерской части структуры. Это предположение подтверждается теми обстоятельствами, что в районе горы Эннингиваары на значительном расстоянии обнажения диабазов установлены не были.

На территории Янгозерско-Чинозерской части структуры основные породы изучены очень слабо и установлены лишь общие особенности строения лавовой подтолщи.

Согласно маршрутным наблюдениям, диабазы среднего ятулия здесь распространены очень широко, они образуют мощные толщи в районе озер Миста-Мане, Верхнего Кукъярви и Метча-Янгъярви. Так, например, в районе оз. Миста-Мане лавовая подтолща состоит, по-видимому, не менее чем из 7 лавовых потоков (мощность около 250 м). В детально задокументированных в этой части структуры разрезах, расположенных в южной части оз. Янгозера и на р. Янгозерке, установлено лишь по 5 лавовых потоков, мощность которых составляет, соответственно, 135 и 150 м.

Таким образом, вышеприведенные наблюдения позволяют сделать предположение, что основные породы Янгозерской зоны структуры выклиниваются в северо-восточном направлении, не достигая поля эффузивов Селецкой зоны, и, по-видимому, также уменьшают свою мощность в юго-восточном и южном направлениях.

В Прионежье, на территории Кумсинской структуры, основные породы развиты очень широко, и они здесь составляют до 90% мощности всего разреза среднего ятулия.

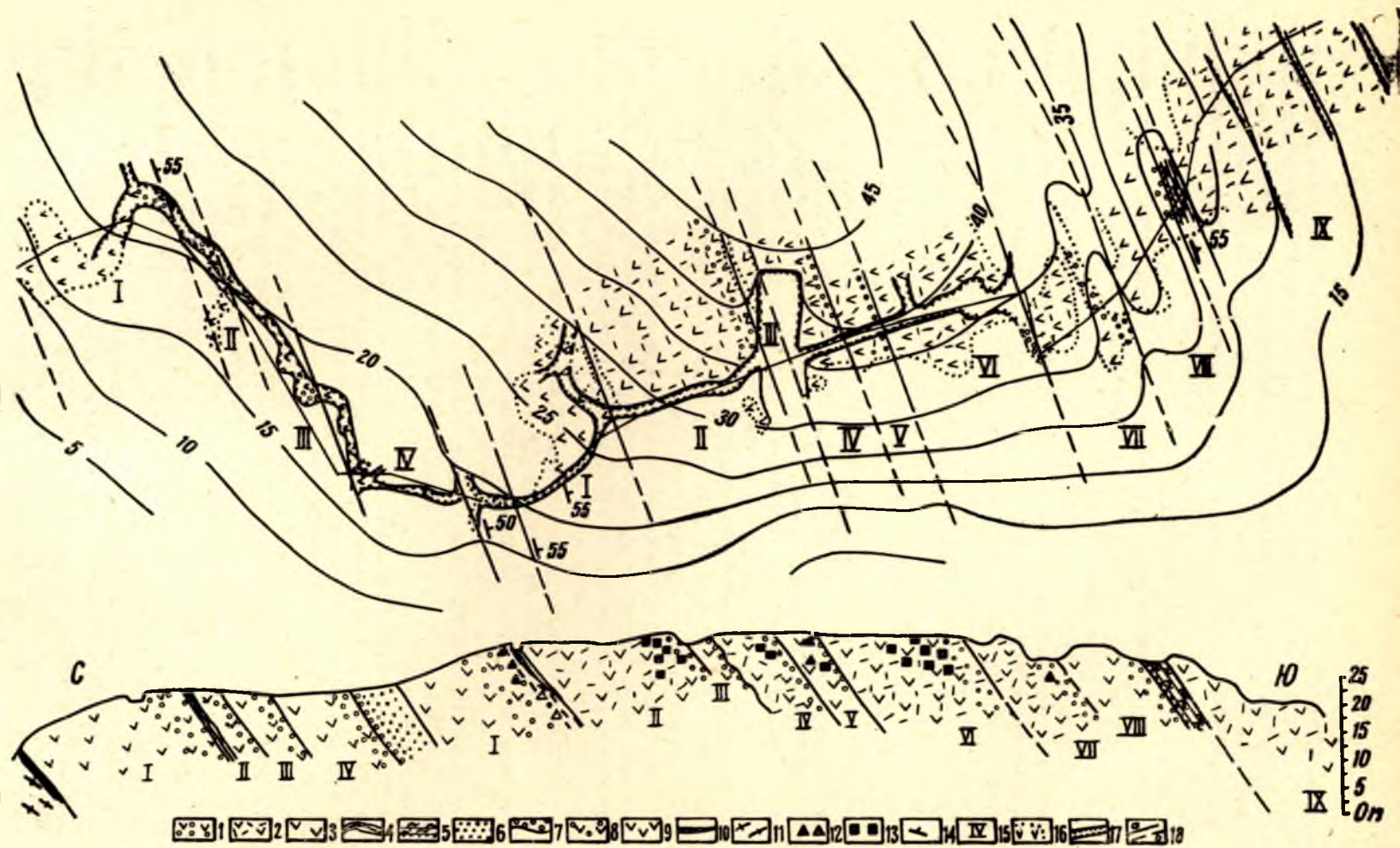
Широкие полосы диабазов прослеживаются вдоль северного и южного берегов р. Кумсы, в районе д. Покровское и в северном и западном бортах Онежской впадины (район городов Медвежьегорска и Повенца).

Наиболее полный разрез среднеятулийских лав установлен в районе города Медвежьегорска — в кряжах северной окраины города, на Медведь-горе и в районе железнодорожного моста через р. Вичку. Здесь лавовая подтолща состоит не менее чем из 9 лавовых потоков и имеет мощность более 150 м. Далее, неполный разрез эффузивов изучен в районе пос. Падун (р. Кумса), который включает не менее 5 потоков лав (мощность разреза 80 м), а в районе д. Остречье (южный берег оз. Остречье) разрез состоит из 7 лавовых потоков с общей мощностью до 160 м. Однако наибольшая мощность лав в этой структуре установлена в районе оз. Фенькина Ламбина, где 7 лавовых потоков имеют 250 м мощности.

В качестве опорного разреза эффузивов среднего ятулия Кумсинской структуры приводим описание диабазов разреза 3062, расположенного в районе северной окраины г. Медвежьегорска (фиг. 21).

С непосредственным контактом на разнотекстурных аллювиальных песчаных отложениях средней толщи в разрезе залегают переслаивающиеся друг с другом лавовые потоки, которые образуют лавовую подтолщу общей мощностью не менее чем 140 м.

Лавовый поток, лежащий в нижней части лавовой подтолщи, в подошве сложен сильно биотитизированными, иногда миндалекаменными диабазом, которые в средней части потока переходят в массивные диабазы со шлировыми сегрегациями кристаллического магнетита. Кровлю потока занимают миндалекаменные диабазы и мандельштейны, которые в значительной степени хлоритизированы, амфиболитизированы и со-



держат обильную вкрапленность магнетита. Здесь же в неровностях кровли лавового потока установлены линзовидной формы тела яшмовидных силицитов, имеющих мощность до 65—70 см. Мощность потока — 22 м.

На мандельштейны, а участками и на яшмовидные силициты с ровной контактовой поверхностью ложатся афанитовые диабазы подошвы следующего лавового потока, обнаруживающие в средней части потока переход к роговообманковым порфирирам. Порфириты в свою очередь постепенно переходят в мандельштейны. В кровле этого потока установлена пачка туфогенно-осадочных пород мощностью до 3 м, состоящая из переслаивающихся туфо-песчаников, песчаников, алевро-туффигов и туфов. Все эти породы интенсивно хлоритизированы и амфиболизированы и содержат включения неясной формы пород миндалекаменного типа. Мощность потока — 24 м.

Следующий лавовый поток состоит из мелкозернистых, сильно хлоритизированных диабазов, которые довольно резко переходят в миндалекаменные диабазы и типичные мандельштейны. Поверхность потока неровная, волнистая, с небольшими углублениями, имеющими крутые склоны. Мощность потока — 4 м.

Афанитовые диабазы подошвы четвертого потока, залегающие на подстилающих диабазовых мандельштейнах, повторяют и подчеркивают все неровности своего основания. Далее следуют порфиритовые разности пород, а затем мандельштейны, участками напоминающие породы типа шаровых лав. Мощность потока — 9 м.

Пятый поток состоит из афанитовых, несколько эпидотизированных диабазов, диабазовых порфиритов и мандельштейнов. Мощность потока — 6 м.

Вышеележащий поток представлен в нижней части также афанитовыми диабазами, которые постепенно переходят в диабазовые роговообманковые порфириты, а затем и в мандельштейны. В зоне мандельштейнов установлены маломощные прослои и линзы яшмовидных полосчатых силицитов. Мощность потока — 21 м.

Основная особенность строения следующего, седьмого, лавового потока заключается в наличии гематитизации, в его средней части, в результате чего породы приобретают пятнистую красновато-бурую окраску. Мощность потока — 12 м.

Выше по разрезу обнажается поток, состоящий из мелкозернистых и среднезернистых, слабо эпидотизированных диабазов, и только в кровле потока устанавливается маломощная зона, до 1 м, сильно биотитизированных мандельштейнов. Мощность потока — 13 м.

На мандельштейнах залегают туфогенно-осадочные породы общей мощностью 4,2 м.

В разрезе этой пачки наблюдается такая последовательность пород (снизу вверх):

- туфо-песчаник неяснослоистый, среднезернистый — 0,07 м,
- туф хлоритовый — 0,04 м,
- туфо-песчаник с линзовидными прослоями туфов — 0,75 м.

Фиг. 21. Внутреннее строение вулканогенных подтощ нижнего и среднего ятулия северного Прионежья в окрестностях г. Медвежьегорска:

Средний ятулий: 1—диабазовые мандельштейны; 2—роговообманковые порфириты; 3—афанитовые диабазы; 4—яшмовидные силициты; 5—туфы, туфо-песчаники; 6—разнозернистые песчаники; 7—мелкогалечный полимиктовый конгломерат. Нижний ятулий: 8—диабазовые мандельштейны; 9—диабазовые плагиоклазо-роговообманковые порфириты; 10—кварцевая жила; 11—гранито-гнейсы основания ятулия; 12—вкрапленность магнетита; 13—пиритизация; 14—элементы залегания пород; 15—порядковый номер лавового потока; 16—контуры обнажений; 17—траншея; 18—геологические границы: а—достоверные, б—предполагаемые.

- гематитовые сланцы с тонкими прослоями среднезернистых песчанников — 0,40 м,
- туф хлоритовый с маломощными прослоями яшмовидных силицитов — 1,10 м.
- песчаник эпидотизированный, грубозернистый, с прослоями туфо-песчаников — 0,60 м,
- туф хлоритовый неяснослоистый — 1,20 м.

На туфы с резким и ровным контактом ложатся мелкозернистые диабазы подошвы следующего, девятого, лавового потока.

Афанитовые диабазы весьма постепенно переходят в роговообманковые порфириды, которые участками довольно сильно эпидотизированы и гематитизированы. Кровлю лавового потока слагают мандельштейны, содержащие большое количество хлорито-кварцевых миндалин.

Общая мощность лавового потока — около 29 м.

Верхняя часть разреза лавовой подтолщи не обнажена, и ее строение не ясно, так же как не выяснена и истинная мощность всех лавовых образований, поскольку осадочные породы верхнего ятулия в этом районе не обнажены.

На территории Южной Карелии (западное Прионежье) основные породы наиболее детально были изучены в районе озер Пальезера, Сундозера, Пялозера. Диабазы среднего ятулия здесь образуют довольно мощное обширное лавовое плато, состоящее в центральной части (район пос. Гирвас) из 9 лавовых потоков общей мощностью 270 м. К северу и югу выклинивание диабазов происходит довольно постепенно. Так, в южном направлении лавы, по-видимому, полностью выклиниваются несколько южнее оз. Пялозера, а к северу они прослеживаются в пределах ятулийской структуры до широты д. Мяндусельги, видимо, уходя и далее на север, однако отсутствие ятулийских отложений здесь не позволяет решить вопрос о взаимоотношении лав Пялозера с лавами Кумсинской структуры. В то же время устанавливается очень резкая изменчивость мощности лав в широтном направлении. Так, например, в 4 км восточнее пос. Гирвас мощность лав меняется от 270 до 130 м. Здесь же, в районе пос. Гирвас, обнаружен один из подводящих каналов среднеятулийских лав этого района — вулканический аппарат «Гирвасский вулкан» (А. П. Светов, А. И. Голубев, 1967).

В процессе проявления среднеятулийской фазы вулканизма были сформированы в различных участках района горизонты туфогенно-осадочных пород, а также некоторые хемогенно-осадочные породы, обнаруживающие тесную связь с активной поствулканической деятельностью.

Накопление туфогенно-осадочных пород происходило главным образом в участках, тяготеющих к районам расположения вулканических аппаратов. Поскольку вулканические процессы носили спокойный, не напряженный характер и эксплозивные взрывы были достаточно редки, то в осадочный процесс вовлекался небольшой объем выброшенного пирокластического материала, и в соответствии с этим были сформированы крайне незначительные по мощности пачки туфогенных пород.

Краткие выводы:

Отложения среднего ятулия в различных районах Южной и Центральной Карелии существенно отличаются и мощностью и составом пород. На площади от д. Койкары до г. Медвежьегорска развиты сравнительно маломощные грубозернистые континентальные конгломерато-

песчанистые породы в основании и залегающие друг на друге покровы основных лав в кровле среднего ятулия. В северо-западном направлении мощность осадочных обломочных пород значительно возрастает (от 30 до 100 м), изменяется и фациальная принадлежность осадков (аллювиальные сменяются бассейновыми). Большая мощность вулканогенных отложений сохраняется на значительной площади, и только в районе рек Чирка-Кеми и Воломы эффузивы выклиниваются из разреза. В районе западного Прионежья и оз. Суоярви средний ятулий представлен в основном глинисто-карбонатными морскими породами, которые фациально сменяют как континентальные обломочные породы, так частично и основные эффузивы среднего ятулия. Здесь в кровле среднего ятулия установлено лишь по одному покрову основных лав, которые выклиниваются в районе оз. Туломозера.

Как уже отмечалось, среднеятулийские отложения согласно, но размывом перекрывают нижнеятулийские отложения. Размывы до-среднеятулийских пород установлены в ряде пунктов. В районе озер Суоярви, Сегозера, Селецкого, г. Медвежьегорска, д. Святнаволоки в кварцевых конгломератах и гравелитах из подошвы среднего ятулия в разрезах различного типа имеются обломки подстилающих основных пород. Кроме того, установлены и эрозионные врезы в породы досреднеятулийского основания. Наличие размыва в основании среднего ятулия, выраженного на значительной площади, делает нижнюю границу среднего ятулия отчетливой и хорошо документируемой.

В вертикальном разрезе разнофациальных отложений среднего ятулия видна смена пород, указывающая на трансгрессивно-регрессивный характер осадконакопления. В разрезах восточного берега оз. Сегозера, у г. Медвежьегорска, д. Койкары эти крупные циклы начинаются грубообломочными породами (кварцевыми конгломератами, гравелитами, грубозернистыми песчаниками), на смену которым приходят менее грубозернистые породы (разнозернистые песчаники или глинистые сланцы), а в кровле вновь залегают грубообломочные породы (гравелиты, песчаники).

Менее отчетливо крупная цикличность выражена в разрезах, описанных в районе озер Елмозера — Селецкого, сложенных монотонными песчаниками. Наличие цикличности выявляется здесь по смене структурно-текстурных признаков. В подошве обычно залегают косослоистые песчаники со следами размыва подстилающих пород. Выше следуют горизонтально-слоистые песчаники со слюдисто-карбонатным цементом и прослойками глинистых сланцев, а в кровле — песчаники с косослоистыми сериями и примесью свежего полевошпатного материала, что указывает на наличие восходящих движений в области сноса, то есть на начало регрессии.

В разрезах у озер Пяозера, Суоярви крупная цикличность выражена очень отчетливо по смене в вертикальном разрезе терригенных пород (песчаники, сланцы) — известняками, а затем доломитами и снова терригенными породами (сланцами) (В. А. Соколов, 1956, 1963). При этом следует отметить, что здесь выделяется два трансгрессивно-регрессивных цикла.

Таким образом, для отложений среднего ятулия характерно то, что они образуют либо один, либо два крупных осадочных цикла. В верхней части разреза среднего ятулия, как уже отмечалось, повсеместно, кроме района р. Чирка-Кеми и оз. Туломозера, развиты эффузивы основного состава и переслаивающиеся с ними туфогенные отложения вулканогенной подтолщи, которые согласно перекрывают осадочную подтолщу среднего ятулия.

В районе оз. Суоярви и западного Прионежья развито по одному покрову (мощность 20—25 м), сложенному диабазами и мандельштейнами. В районе Сегозера — Елмозера устанавливается до 9—15 покровов суммарной мощностью от 90 до 360 м; в районе озер Селецкого — Янгозера — Чинозера — Маслозера — до 3—6 покровов с суммарной мощностью от 70 до 250 м; в районе пос. Гирвас — более 8 покровов мощностью свыше 150 м, в районе Медвежьегорска (д. Остречье) — 7—9 покровов мощностью от 80 до 250 м.

В разных районах число покровов и их мощности изменяются по простиранию, наблюдается их выклинивание. Туфогенные породы (туфо-сланцы, туфо-песчаники) образуют 1—4-метровые прослои на границе между покровами и наиболее широко развиты в верхней части разреза подтолщи. По строению покровы асимметричны, и по смене пород в вертикальном разрезе выделяется несколько их типов. При этом в низах подтолщи развиты обычно покровы с шаровыми лавами (подводные излияния), а в кровле подтолщи — покровы с большим количеством мандельштейнов и пенистыми лавами (мелководные или наземные излияния).

Основные породы обнажены обычно лучше, чем осадки среднего ятулия, и поэтому служат своеобразными указателями наличия среднего ятулия во многих районах. Верхняя граница вулканогенной подтолщи (и всего среднего ятулия) очерчивается корой химического выветривания на основных породах, отмеченной в районе Сегозера, и резким эрозионным контактом вышележащих осадков верхнего ятулия.

Таким образом, среднеятулийские образования имеют довольно четкие геологические границы почти на всей территории Центральной Карелии и, несмотря на значительные фациальные различия в разных районах, отчетливо выделяются в составе ятулийских отложений.

Верхний ятулий

Отложения верхнего ятулия, залегая в ядрах ятулийских синклинальных структур, имеют меньшее площадное распространение, чем все ятулийские породы. Состав и мощность их меняются в различных районах. Верхнеятулийские отложения с разрывом залегают на нижележащих породах (в большинстве случаев на основных эффузивах) среднего ятулия (фиг. 22). Характеристика верхнеятулийских отложений дается ниже в той же географической последовательности, как это делалось для нижнего и среднего ятулия.

В районе оз. Туломозера верхний ятулий складывается разнообразными по составу карбонатными, песчанистыми, глинистыми и шунгитовыми породами. В основании верхнего ятулия располагается известняково-доломито-глинистая пачка (В. А. Соколов, 1963), залегающая на кварцитах или кварцевых конгломератах, как это установлено по керну нескольких скважин, а также в ряде обнажений. Пачка начинается внизу пластом слюдистых сланцев, которые вверх по разрезу сменяются пластом доломитов, а еще выше — доломитовыми известняками и известняками. Сланцы и известняки здесь преобладают.

Выше залегает доломитовая пачка, представленная светло-серыми и розовато-серыми, частью мраморизованными доломитами, среди которых выделяются кварцевые и кварцево-слюдистые брекчиевидные и слоистые разности. Состав пород пачки, пересеченной рядом скважин и описанной также по обнажениям, характеризуется постоянством. Ниж-

няя и верхняя границы пачки очерчиваются по резким контактам с ниже- и вышележащими породами. Мощность пород пачки — 20—35 м.

Верхнюю часть разрезов верхнего ятулия составляет толща шунгито-карбонатно-сланцевых пород, пересеченных дайками и силлами диабазов и габбро-диабазов.

Нижние горизонты этой толщи описаны на берегу р. Колосс. Разрез начинается слоем тонкозернистых слюдистых косослоистых доломитов и сменяется выше пачкой переслаивания серицито-хлорито-кварцевых и серицито-кварцевых тонкозернистых темно-серых сланцев и тонкозернистых доломитов. Прослой доломитов, имеющие часто линзообразную форму, вверх по разрезу уменьшаются по мощности от 40—50 до 3—4 см. Вместе с этим увеличиваются мощность и количество сланцев, которые выше по разрезу содержат прослой порфиروبластических (карбонатных) сланцев. Последние являются тонкозернистыми породами темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, в которых развиты ромбоздры доломита величиной до 0,7 см. Мощность всех указанных пород в обнажении — свыше 10 м.

Более высокие стратиграфические горизонты шунгито-карбонатно-сланцевой толщи представлены тонкозернистыми серицито-кварцевыми (шунгитовыми) сланцами черного цвета. Сланцы часто секутся жилами кварца мощностью 10—15 и редко до 50 см. В контакте с кварцевыми жилами сланец хлоритизируется и приобретает мелкочешуйчатое строение, зеленый цвет, часто мелкую гофрировку. Мощность зон экзоконтактового изменения различна (от 0,5 до 2,0 м).

Более чем 20-метровая пачка сланцев пересечена скважиной № 17, в керне которой описаны слюдисто-кварцевые, кварцево-слюдистые, хлоритовые и другие сланцы.

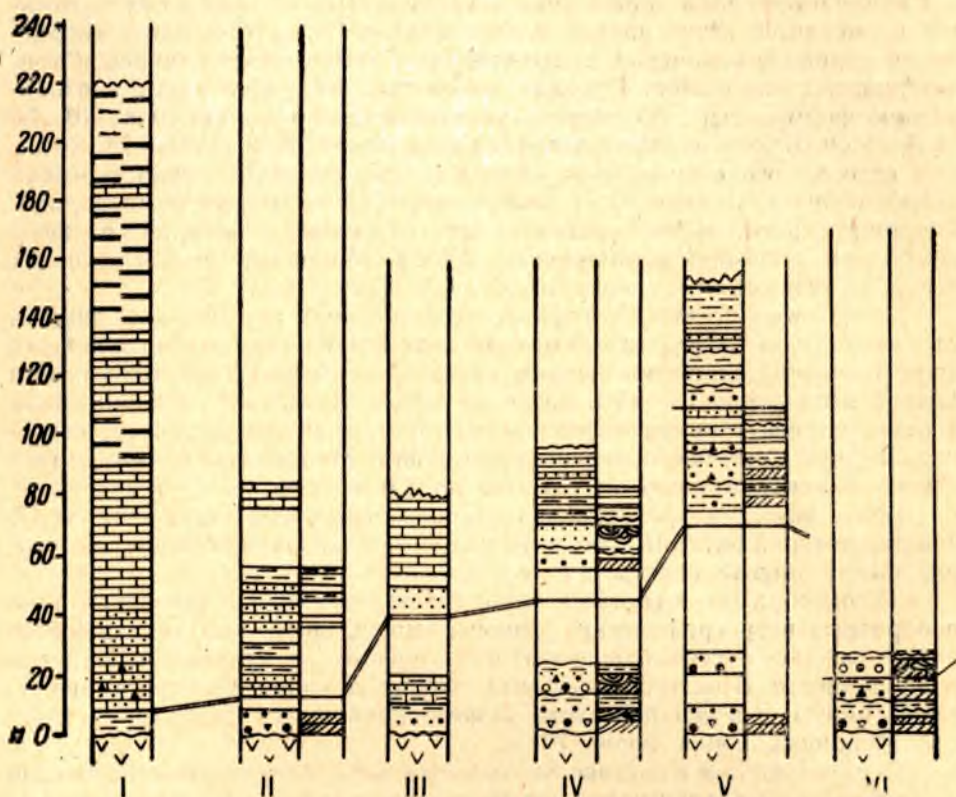
Таким образом, в составе толщи участвует большое количество разнообразных петрографических типов сланцев, среди которых преобладают слюдисто (серицито-хлорито)-кварцевые и кварцево-слюдистые разновидности. В нижних горизонтах толщи со сланцами переслаиваются доломиты, а в верхней части разреза появляются шунгитовые сланцы. Мощность пород более 70 м.

Верхний ятулий в составе восточного и западного крыльев Онежской структуры представлен породами терригенно-карбонатной толщи и шунгито-карбонатно-сланцевой толщей (В. А. Соколов, 1963).

В западном крыле Онежской структуры непосредственно на диабазах среднего ятулия залегают:

1) **Доломито-брекчиево-песчанистая пачка**, которая прослежена от района д. Виданы к д. Спасская Губа и Пялозеру и далее к д. Белая Гора — Лижмозеро. В составе ее выделены глинистые и песчано-глинистые сланцы, сланцевые седиментогенные брекчии, кварцево-песчанистые розовые доломиты. Количество тех или других пород в составе пачки меняется в широких пределах, но последовательность их залегания обычно определенная. Сланцы залегают в основании пачки, выше в разрезе преобладают сланцевые брекчии, затем песчанистые доломиты и венчается разрез пачки чаще слоем розовых и бурых доломитов (с псевдоморфозами по пириту), контакт которого с вышележащими породами резкий. В доломитах пачки слоистость горизонтальная, но выражена она нечетко. Мощность пород пачки — 40—50 м.

2) **Доломитовая (водорослевая) пачка** сложена разномзернистыми серыми и розовато-серыми, иногда водорослевыми, брекчиевидными кварцевыми и другими доломитами, которые обнажаются у деревень Падозеро, Ангозеро, Гомсельга, Спасская Губа, Пялозеро, Уссунa, Белая Гора, Лижмозеро, Шайдома. Мощность пачки — 30—40 м.

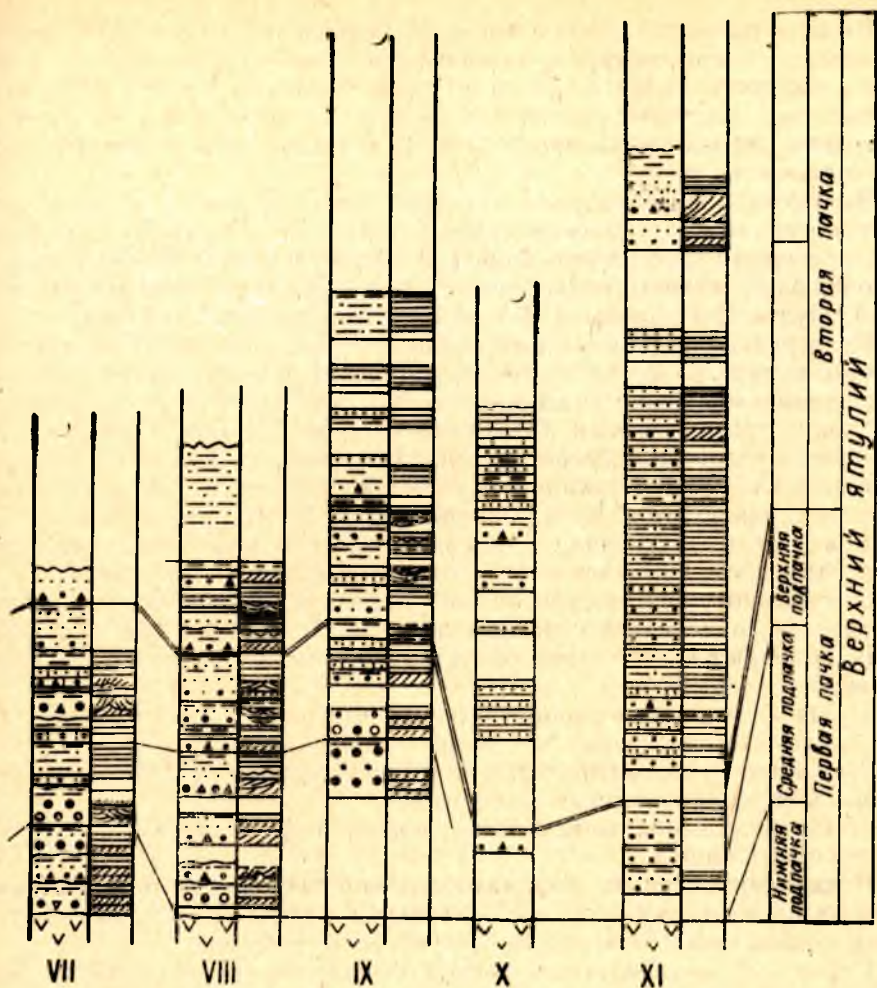


Фиг. 22. Сводная таблица литолого-стратиграфических
 I — оз. Пяозеро; II — оз. Сопкъярви; III — оз. Фенькина Ламбина; IV — южный берег оз. Сег
 VIII — оз. Елмозеро; IX — район Шуко-горы;
 условные обозначения

3) **Красноцветно-доломитовая пачка** включает в себя розовые, красные разномерные доломиты (крупномерные в основании и мелкомерные в кровле пачки), которые описаны во всех районах развития карбонатных пород в западном крыле Онежской структуры. Особо полно они представлены на Красногорском, Лижмозерском и Уссунском месторождениях. Красноцветные доломиты, имеющие обычно хорошо выраженную тонкую горизонтальную слоистость, а иногда плитчатость, отделяются от нижележащих пород резким контактом, а с вышележащими сланцами связываются постепенными переходами. Мощность пачки — 10—25 м.

Выше залегает шунгито-карбонатно-сланцевая толща.

В восточном крыле Онежской структуры низы разреза верхнего ятулия были описаны на Южном Оленьем острове, у д. Лисицыно, в долине р. Тамбицы и в ряде других пунктов. На Южном Оленьем острове буровыми работами (М. Г. Немировская и А. В. Шульгин, 1938), а также частью карьером вскрыта более чем 40-метровая пачка пород.



колонок осадков верхнего ятулия:

озера; V—пос. Паданы; VI—восточный берег оз. Сегозера; VII—о. Макконсаари; X—пос. Гумарино; XI—д. Сельги. те же, что на фиг. 14.

В основании разреза залегают пестроцветные конгломератовидные доломиты, песчаники с карбонатным цементом и глинистые известняки (по М. Г. Немировской и А. В. Шульгину — это «подстилающая красноватая» и «кварцито-доломитовая» толща). Мощность пород — 10 м.

Выше этих пород располагается «продуктивная толща» — пласт переслаивания известняков и водорослевых доломитов общей мощностью 30—40 м.

Известняк слагает прослои, куполовидные залежи неправильной формы, блоки и другие тела среди доломитов. Причем, контакты между этими породами обычно резкие, без каких-либо следов доломитизации известняков или доломитов. В результате изучения форм залегания доломитов, известняков и типов водорослей (В. С. Слодкевич, В. А. Соколов, Р. В. Бутин, 1960) установлено, что водорослевые доломиты и известняки слагают здесь три типа биогерм: онколито-строматолитовых куполовидных; строматолитовых древовидных и строматолитовых линзообразных (В. А. Соколов, 1964).

Выше в разрезе залегают тонко- и мелкозернистые, тонкослоистые кварцевые, в основном серые, частично оолитовые и водорослевые доломиты (мощность пачки — 15—20 м); еще выше — красноцветные мелкозернистые доломиты мощностью до 5 м, которые вверх по разрезу постепенно сменяются алевролитами, филлитами, шунгитовыми и другими сланцами.

Верхнюю, значительную по объему часть верхнего ятулия, как в западном, так и в восточном крыльях Онежской структуры, занимают породы шунгито-карбонатно-сланцевой толщи, в состав которой входят разнообразные сланцы (мергелистые, кварцево-слюдистые, шунгитовые и др.), шунгиты и доломиты. Все эти породы секутся диабазами.

Непосредственные контакты сланцев и вышеописанных доломитов вскрыты в ряде разрезов Белогорско-Лижмозерского участка (вонгубский, кандиламбинский, лижмозерский, белогорский и др.), на Заонежском полуострове (деревни Кузаранда, Олений Остров), в районе озер Шайдома, Сундозера (деревни Уссун, Райгуба), оз. Пялозера и в других пунктах. Верхняя граница шунгито-карбонатно-сланцевой толщи (и ятулия) проводится М. А. Гиляровой, В. В. Яковлевой условно по линии контакта туфо-сланцев, алевролитовых и шунгитовых сланцев с пестрыми кремнисто-глинистыми сланцами суйсарского отдела.

О строении шунгито-карбонатно-сланцевой толщи можно судить по разрезам, описанным в разных пунктах Прионежья, где в составе толщи выделяются три литолого-стратиграфических пачки пород (снизу вверх):

1) Пачка кварцево-серицитовых, доломитовых, доломито-мергелистых, доломито-биотитовых и других сланцев.

2) Пачка шунгито-глинистых и песчано-глинистых сланцев с прослоями шунгитов и черных доломитов.

3) Пачка алевролитоглинистых пород, туфо-сланцев с прослоями шунгитовых сланцев.

Пачка доломитовых, доломито-мергелистых, доломито-биотитовых и прочих сланцев, включает в себя большое количество разновидностей пород, отличающихся по цвету, структуре и текстуре.

Породы характеризуются тонкой отчетливой слоистостью и, как правило, светлыми тонами окраски (беловато-серый, светло-серый, серый, серовато-зеленоватый, розовый, серовато-розовый и др.). По этим признакам доломитовые и прочие сланцы отмечались и ранее. В районе д. Белая Гора еще в прошлом столетии описаны подобные породы с острова на оз. Кривозере, и было предложено называть их «кривозеритами». Мощность пачки меняется от 15 (в Шайдомском разрезе) до 30 (в Спасогубском) и до 40 м в Белогорско-Тивдийском районе¹.

Пачка шунгито-глинистых сланцев, шунгитов и черных доломитов является наиболее мощной и широко распространенной в сравнении с другими пачками шунгито-карбонатно-сланцевой толщи. Представители этой пачки отмечены в районе Спасской Губы, в северной части оз. Сандал, около д. Кяппесельги, на полуострове Заонежье и на восточном берегу Онежского озера, вдоль рек Кочкомы и Пажи.

В разрезе пачки, как уже сказано, встречены шунгиты, черные доломиты, глинистые и песчано-глинистые сланцы, обогащенные мелкозернистым шунгитом. Сланцы господствуют в разрезе. В распределении их устанавливается следующая закономерность. В основании пачки преобладают глинистые, а выше песчано-глинистые сланцы. Шунгиты и чер-

¹ По данным В. В. Яковлевой и М. А. Гиляровой, суммарная мощность пачки — 110—130 м.

ные доломиты образуют пласты до 4 м мощности среди сланцев, связываясь с ними серией переходных разновидностей.

Очень характерно для этой пачки ритмичное переслаивание глинистых сланцев с шунгитом (в Лычноостровском разрезе) и глинистых и песчано-глинистых сланцев с доломитами (в Шунгском разрезе): нижняя граница пачки определяется появлением в разрезе черных доломитов. Мощность пачки, по данным М. А. Гиляровой и В. В. Яковлевой (1956), достигает у с. Шуньга — 38 м, у д. Спасская Губа — 46 м.

Пачка алевролитоглинистых пород, туфо-сланцев с прослоями шунгитовых сланцев, выделенная в разрезе сланцевой толщи В. В. Яковлевой, наиболее полно представлена вдоль юго-западного берега оз. Санда, у г. Кондопоги, у с. Гальезера и оз. Пертозера. В составе пачки преобладают алевролитоглинистые сланцы, меньшим распространением пользуются туфо-сланцы, туфо-песчаники, а также шунгитовые сланцы (у оз. Нигозера). Мощность пород пачки — около 60 м.

Мощность шунгито-карбонатно-сланцевой толщи определяется весьма приблизительно. В районе Шайдома — Кяппесельга мощность ее 180 м; в Шунгском разрезе — 350 м; в районе д. Тивдии — 230 м, а в Спасскогубском разрезе — 250 м.

Породы шунгито-карбонатно-сланцевой толщи переслаиваются с пластами эффузивных мандельштейнов (например, в районе Кяппесельги), а также секутся интрузивными основными породами, часть которых слагают силлы. Основные породы (диабазы, габбро-диабазы), залегающие среди пород описываемой толщи, широко развиты на Заонежском полуострове, в районе д. Лижмы, пос. Кяппесельги, у озер Санда, Сундозеро и т. д.

Шунгито-карбонатно-сланцевой толщей венчается 500—650-метровый разрез ятулийских отложений восточного и западного крыльев Онежской структуры, на которых лежат породы суйсарского отдела, представленного глинисто-кремнистыми сланцами, туфо-сланцами, туфами, туфо-брекчиями и разнообразными основными породами (эффузивными и интрузивными), описанными в работах В. М. Тимофеева (1935), М. А. Гиляровой (1956), В. А. Перевозчиковой (1957), Е. М. Михайлюк, А. И. Кайряка (1958) и других авторов.

В краевых синклиналях Онежской структуры (В. А. Соколов, 1963) в состав верхнего ятулия отнесены глинисто-песчаные и карбонатные породы, которые перекрывают среднеятулийские основные эффузивы в районе рек Кумсы, Ялгамки, ручья Луканоя, деревень Койкары, Палая Сельга, Святнаволока, Пергубы и г. Повенца. Для отложения верхнего ятулия в указанных участках характерна невыдержанная мощность, изменяющаяся от 25 до 100—150 м в целом при одинаковой последовательности в залегании пород; от кварцевых конгломератов и неравномернозернистых песчаников в основании, глинистых пород в середине разреза — до карбонатных пород — в верхней части.

Строение верхнеятулийских отложений можно иллюстрировать следующими послойными описаниями. Так, в районе р. Ялгамки на среднеятулийских мандельштейнах залегают:

1. Кварцито-песчаники, неравномернозернистые, светло- и зеленовато-серые с хорошо выраженной горизонтальной и косой слоистостью. В подошве — кварцевые конгломераты.

2. Пласт тонкого переслаивания тонкозернистых, коричневых, красновато-коричневых глинистых сланцев и светло-серых и розовато-серых мелкозернистых песчаников (мощность слоев — 1—3 см). На плоскостях напластования сланцев имеются трещины усыхания, у песчаников — знаки ряби и косая слоистость. Мощность — 10 м.

3. Песчаник кварцевый среднезернистый светло-серый со слюдисто-карбонатным цементом. Мощность — 5 м.

4. Песчаник кварцевый, неравномернозернистый, коричневатый, с кварцево-серицитовым цементом. Мощность — 4,5 м.

5. Сланец глинистый (филлитовый), тонкозернистый, тонкоплитчатый, темно-коричневатого цвета. Мощность — 10 м.

6. Известняки среднезернистые, белые и розовые. Мощность — 6 м.

7. Доломиты водорослевые тонко- и мелкозернистые, серые и розовато-серые, тонкоплитчатые. Мощность — 70 м.

Карбонатные породы секутся габбро-диабазами.

О составе верхнеятулийских отложений в других участках можно судить по литологическим колонкам, показанных на фиг. 22.

Во всех районах Прионежья верхнеятулийские отложения секутся габбро-диабазами, среди которых встречаются ксенолиты скарнированных карбонатных пород, особо широко развитых в ядре Кумсинской краевой синклинали северо-западнее оз. Мотка.

В районе Сегозера — Елмозера отложения верхнего ятулия представлены последовательно гравелито-песчанико-сланцевыми, песчанико-сланцевыми и карбонатными породами. Достаточно полные разрезы осадков верхнего ятулия прослежены для различных частей структуры. Известная мощность их — 300 м.

В ряде пунктов были описаны непосредственные контакты пород верхней толщи с подстилающими породами. На южном и восточном берегах Сегозера в основании верхней толщи описана древняя кора выветривания основных пород. В обнажениях видно, что диабазы, иногда миндалекаменные, вверх по разрезу постепенно осветляются. При сохранении в них скелета офитовой структуры они испытывают существенные изменения состава. Полевой шпат замещается мелкозернистым агрегатом кварца, серицита, карбоната, а на месте амфибола развиваются хлорит, биотит, карбонат, рудная пыль. Мощность коры выветривания — 0,5—1,5 м. Осадочные породы верхней толщи перекрывают кору выветривания, но в большинстве случаев залегают на размытой поверхности основных и туфогенных пород. В составе верхней толщи выделены две литолого-стратиграфические пачки.

Первая пачка характеризуется плохой сортировкой материала, преобладанием в разрезе гравелитов и грубозернистых песчаников и, наряду с этим, обилием в цементе и значительного количества песчано-глинистых сланцев и алевролитов. Породы имеют пеструю окраску и окрашены в темно-вишневые, коричневые и почти черные тона. Разрез пачки обладает ритмичным строением с широким разнообразием ритмов, различных по строению, мощности, составу и текстуре пород. Мощность ритмов не превышает 3 м, обычно 0,4—1,0 м. Сложены они в подошве гравелитами или крупнозернистыми песчаниками со сланцевыми брекчиями, переходящими в верхней части ритма в среднезернистые и мелкозернистые песчаники. Кровля ритмов сложена темно-окрашенными сланцами и алевролитами, на плоскостях напластования которых наблюдается обилие трещин усыхания и знаков ряби. Для песчаников и гравелитов пачки характерно широкое разнообразие типов слоистости (косая, параллельная, пологоволнистая, пучковидная, срезающая, мультислойная, клиновидная и горизонтальная).

В разрезе первой пачки выделены три подпачки.

Отложения нижней подпачки имеют ограниченное распространение вдоль восточного берега оз. Сегозера. Они обладают четким ритмичным строением и сложены грубозернистыми песчаниками в по-

дошве и песчано-глинистыми осадками в кровле, содержащими обилие перемытого туфогенного материала и вторичный сфен.

Осадки средней подпачки прослежены на всей площади структуры и представлены гравелитами, меньше — крупнозернистыми песчаниками и сланцами. В цементе пород содержится также большое количество разрушенного туфогенного материала, обилие новообразованного и регенерированного турмалина, местами встречается гематит.

Разрез верхней подпачки известен лишь в пределах оз. Елм-озера и северного берега оз. Сегозера и сложен песчаниками и сланцами в ритмичном переслаивании. Заканчивается разрез первой пачки горизонтальнослоистыми песчано-глинистыми породами.

Вторая пачка начинается серовато-белыми крупнозернистыми косо-слоистыми кварцито-песчаниками, с размывом залегающими на подстилающих породах. Выше по разрезу прослеживаются более мелкозернистые, хорошо отсортированные косо-слоистые песчаники, часто с карбонатным цементом. Песчаники ритмично переслаиваются с розовато-коричневыми глинистыми сланцами, залегающими в кровле ритмов, которые имеют мощность 0,5—12 м.

Выше в разрезе пачки залегают горизонтальнослоистые кварцевые песчаники со слюдисто-кварцевым и карбонатным цементом; на плоскостях напластования их развиты знаки ряби волнения. Песчаники сменяются светло-коричневыми песчаниками, тонко переслаивающимися с алевролитами. В кровле пачки, обычно после перерыва в обнажениях, залегают красноцветные и серовато-белые карбонатные породы (доломиты и известняки), которые описаны на островах озер Сегозера и Елм-озера.

Карбонатные породы содержат прослои глинистых сланцев. В доломитах на острове Северинсаари были описаны строматолиты. Максимальная установленная мощность карбонатных пород — 150 м.

Северо-западнее, в районе р. Чирка-Кеми, к верхнему ятулию отнесена глинисто-карбонатная толща (Ю. И. Сацук, 1960; В. А. Соколов, 1963). Породы этой толщи залегают на трех разобщенных друг от друга участках (в ядре синклинальной структуры ятулийских образований): на левом берегу р. Чирка-Кеми к северо-западу от д. Келлогоры, на правом берегу реки, к юго-востоку и востоку от этой же деревни.

Предположительно нижние горизонты толщи карбонатных пород описаны в обнажениях, которые находятся южнее д. Келлогоры. Доломиты и известняки переслаиваются здесь с глинистыми сланцами. Литологически сходные карбонаты развиты на левом берегу р. Чирка-Кеми. Здесь описан следующий разрез (снизу вверх):

1) Известняки, средне- и крупнозернистые, белые, серовато-белые с бурыми пятнами, слабо сцементированные, массивные. Минералогический состав: кальцит — 83%, кварц — 17%, доломит — единичные зерна, мусковит — сотые доли процента. Мощность — 17 м.

2) Доломиты мелкозернистые, розовые, серовато-розовые буро-красные, плотные, неслоистые, разбиты системой трещин в различных направлениях, местами плитчатые. Мощность — 10 м.

3) Известняки мелко-, средне- и крупнозернистые, белого, серого, реже розоватого и буро-красного цвета. В пределах слоя выделяется значительное количество литологических разновидностей массивных, пестрых, плитчатых, мелкоплитчатых и т. д. известняков. Мощность — 23 м.

4) Доломиты мелкозернистые, серовато-бурые, желтовато-розовые и другие, толстослоистые. Мощность — 11 м.

Крупные изолированные обнажения разноцветных и разнозернистых доломитов описаны также южнее д. Келлогоры, где мощность их более 50 м. Учитывая, что они залегают в ядре синклинальной складки, можно предполагать, что эти доломиты венчают разрез ятулийских отложений. Наиболее молодыми породами являются интрузивные габбро-диабазы, диабазы, которые слагают силлы в кварцито-песчаниках и заполняют зоны тектонических постъятулийских расколов.

В районе оз. Суоярви верхний ятулий слагается терригенно-карбонатными и шунгитосланцевыми породами. В основании залегает известняково-доломито-сланцевая пачка. Она сложена глинистыми (сланцевыми) и песчано-глинистыми сланцами, сланцевой и доломитовой брекчий, песчаными доломитами, известняками, доломитовыми известняками и т. д.

В основании пачки непосредственно на мандельштейнах в разных частях структуры залегают разнообразные породы: в разрезе по скважине № 25 — песчано-глинистые (сланцевые) сланцы; в разрезе по скважине № 32 — песчанисто-кварцевый доломит; по скважине № 8 — брекчия, состоящая из обломков доломита и глинистого сланца, сцементированных песчанистым доломитом; в разрезе по скважине № 14 — глинистые (сланцевые) сланцы и т. д. Выше в разрезе разноцветные, темно-бурые, темно-серые, коричневые, зеленовато-бурые и другие сланцы с прослойками песчаника, доломитовой брекхии и доломитового известняка.

В верхах пачки установлены (по разрезам нескольких скважин) разнозернистые, мелко-, средне- и крупнозернистые, различно окрашенные (кирпично-красные, бело-красные, розовые, белые и др.) доломиты, известняки и доломитовые известняки с глинистыми (сланцевыми) сланцами.

Мощность пород пачки не выдержана по простиранию и меняется в пределах 15—30 м.

Выше в разрезе, отделяясь от подстилающих пород резким контактом, залегает доломитовая пачка. Мощность — 50 м.

В составе этой пачки выделяются слои крупнозернистых белых доломитов, брекчиевидных розовато-серых и кварцевых доломитов.

Наиболее характерными и довольно хорошо выдержанными по простиранию в разрезах пачки являются мраморизованные брекчиевидные и кварцевые доломиты. Первые представлены рядом разновидностей серого мелко- и среднезернистого массивного доломита, в разной степени мраморизованного. В результате перекристаллизации первичного серого доломита образовалась серия брекчиевидных (обломки серого доломита обычно с расплывчатыми контурами и доломита крупнозернистого, белого и розового цвета) и кавернозных разновидностей, связанных друг с другом постепенными переходами.

Доломиты кварцевые имеют тонко-, мелко- и среднезернистую структуру и серый цвет; кварц в них тонкозернистый, опаловидный, образует послойные включения (линзы, прослойки, желваки и др.) разной мощности.

Верхнюю и значительную по мощности часть разреза верхнего ятулия слагает шунгито-карбонатно-сланцевая толща. Породы этой толщи, заполняя внутреннюю часть синклинальной структуры, пользуются значительным площадным распространением (фиг. 5) и обнажаются в ряде пунктов. Наиболее крупные естественные обнажения пород толщи известны у д. Варпакюля; канавами сланцы вскрыты восточнее оз. Суоярви, западнее д. Мойсенвара и в других пунктах. Кроме того, такие же породы пересечены несколькими скважинами. Скважины (№ 11, 14, 25,

16) пересекли толщу сланцев в несколько десятков, а скважины № 18 и 13 — более сотни метров мощности.

Разрез толщи снизу начинается пачкой ритмичного тонкого пере-слаивания (слойки 0,5—1,5 мм) светло-серого кварцево-серицито-доломитового и зеленовато-серого «сланца», а выше прослеживаются 2—3-метровые прослои тонкозернистого зеленовато-серого и темно-серого доломита среди кварцево-серицитовых, хлорито-кварцево-серицитовых и других сланцев серого, темно-серого и зеленовато-серого цвета. Мощность и количество доломитовых прослоев вверх по разрезу постепенно уменьшаются до полного исчезновения.

Более верхние горизонты толщи, согласно данным СЗТГУ (Савина, 1954), сложены не только темно-серыми кварцево-серицитовыми, но и шунгито-глинистыми и шунгитовыми сланцами, которые пересечены скважиной № 13 и вскрыты шурфами. Это мелкозернистые породы черного цвета, сильно мажущиеся и пересеченные многочисленными жилками кальцита, актинолит-асбеста и кварца.

В средней части разреза скважины № 43 описан прослой «чистого шунгита», залегающего среди шунгитовых и шунгито-глинистых сланцев. Общая установленная мощность пород толщи — 150—250 м.

Наиболее молодыми среднепротерозойскими породами района являются интрузивные габбро-диабазы.

В пределах Янгозерско-Селецкой структуры образования верхнего ятулия были описаны на южном и юго-западном берегах оз. Маслозера, в районе оз. Селецкого, вдоль берегов р. Янгозерки к юго-западу от пос. Гумарино, к востоку от оз. Янгозера, на северо-восточном берегу оз. Совдозера. Наибольшая известная мощность осадков верхней толщи вскрыта в районе восточного берега оз. Селецкого и равна 275 м (фиг. 22).

Осадки верхней толщи налегают на эффузивные основные породы средней толщи. Непосредственный контакт этих образований встречен на восточном берегу оз. Селецкого. Кварцевые гравелиты и песчаники залегают на выветрелой поверхности диабазов, но не содержат материала разрушенных подстилающих пород. Второй контакт осадков с диабазами известен в районе оз. Совдозера, где гравелиты, налегающие на диабазы, содержат как обломки, так и тонкоперетертый материал последних. В составе верхнеятулийских отложений описаны две пачки пород. Осадки первой пачки имеют выдержанную мощность 30—40 м по всей площади развития в пределах Янгозерско-Селецкой структуры. Наиболее полные послойные разрезы первой пачки прослежены в районе д. Берг, оз. Хизъярви, северного берега оз. Селецкого и на восточном берегу оз. Совдозера.

Отложения **первой пачки** представлены крупными и мелкими гравелитами, конгломератами, крупнозернистыми и среднезернистыми песчаниками; последние развиты в меньшей степени, чем остальные перечисленные разности. Причем, общий размер обломочного материала постепенно убывает к кровле, где появляются прослои песчано-глинистых сланцев (фиг. 22). Осадки первой пачки имеют ритмичное строение. Нижняя половина разреза первой пачки сложена нечеткими ритмами, за исключением района оз. Совдозера. В подошве ритмов, мощностью 3—6 м, залегают гравелиты или конгломераты, в кровле переходящие в мелкие гравелиты или крупнозернистые песчаники. При этом косая слоистость в параллельных мелких сериях пород подошвы сменяется нередко мульдобразной или горизонтальной в кровле. Ритмы кровли пачки имеют несколько иной тип строения. Эти ритмы сложены гравелитами или крупнозернистыми песчаниками в подошве и песчано-гли-

нистыми сланцами в кровле. Косая слоистость в параллельных сериях частью срезается, сменяется горизонтальной слоистостью в кровле. Мощность ритмов — до 1 м. Аналогичные им ритмы встречены в подошве пачки района оз. Совдозера.

В минералогическом отношении это кварцевые породы с зернами полевого шпата до 1—5% и полевошпато-кварцевые с содержанием полевых шпатов до 20%. Представлены полевые шпаты плагиоклазом и микроклином. В гравелитах подошвы пачки полевой шпат отсутствует, затем количество его возрастает к центру разреза и снова падает к кровле пачки. Аксессуары представлены цирконом, турмалином, апатитом, рудным минералом. При этом турмалин содержится в несколько большем количестве, чем все другие минералы. Цемент пород первой пачки слюдистый, в подошве с хлоритом, в мелкозернистых разностях — слюдисто-карбонатный. Карбонат спорадически встречается в цементе пород всего разреза. Для гравелитов и песчаников первой пачки характерно присутствие короткочешуйчатого биотита.

Образования **второй пачки** прослежены в пределах Янгозерско-Селецкой структуры в районах оз. Селецкого и оз. Янгозера. Наиболее полный разрез второй пачки отмечен на восточном берегу оз. Селецкого, известная мощность равна 214 м. Во всех других перечисленных выше разрезах прослежены различные по объему части данной пачки. По совокупности литологических признаков осадки второй пачки разделены на нижнюю и верхнюю подпачки.

Отложения **нижней подпачки** прослежены в районе восточного берега оз. Селецкого на полную мощность 155 м, далее они известны к северу от оз. Селецкого. В районе пос. Гумарино мощность образований **нижней подпачки** достигает 85 м.

Нижняя подпачка представлена крупно-, средне- и мелкозернистыми песчаниками, в четком тонком переслаивании, со значительным содержанием цемента. Величина обломочного материала постепенно уменьшается к кровле подпачки. В нижней части разреза наблюдается переслаивание крупно- и среднезернистых песчаников, с редкими слоями мелкозернистых. Верхняя половина разреза представлена чередованием средне- и мелкозернистых песчаников с редкими слоями кварцито-песчаников. Строение разреза осадков **нижней подпачки** довольно монотонно. Лишь в подошве подпачки прослеживается один ритм, мощность 23—30 м, с постепенным уменьшением величины зерен и прослоем яркоокрашенных сланцев в кровле. Породы в преобладающей части разреза, горизонтальнослоисты, с редкими параллельными сериями косой слоистости. Косая слоистость — срезающего типа и пологоволнистая, отмечена в песчаниках района оз. Хизъярви. На плоскостях напластования песчаников **нижней части** встречены знаки ряби, а в сланцах кровли первого ритма — трещины усыхания. Песчаники **нижней подпачки** имеют полевошпато-кварцевый состав, содержание зерен полевых шпатов (плагиоклаза и микроклина) до 15—20%, редко песчаники переходят в аркозовые с количеством полевых шпатов до 25%. До 1—2% в песчаниках отмечены турмалин, рудный минерал, циркон. Цемент песчаников — слюдистый, редко кварцево-слюдистый. В песчаниках **нижней части подпачки** прослежены прослои пород со слюдисто-карбонатным цементом. Биотит и хлорит встречаются в песчаниках спорадически и только в **нижней части разреза**.

Породы **верхней подпачки** известны лишь в одном разрезе района оз. Селецкого и в двух разрезах района оз. Янгозера. Мощность осадков **верхней подпачки** — 55—60 м. Контакт с **нижней подпачкой** литологически отчетлив. Большая, **нижняя, часть подпачки** представлена

кварцитами, кварцито-песчаниками и редкими слойками крупнозернистого песчаника. В разрезе кварциты и кварцито-песчаники с крупными параллельными сериями чередуются с горизонтальнослоистыми кварцито-песчаниками и песчаниками. Песчаники имеют полевошпато-кварцевый состав и слюдистый цемент. Кварциты и кварцито-песчаники имеют чисто кварцевый состав и кварцево-слюдистый цемент. В верхней части разреза в верхней подпачки в районе оз. Селецкого залегают кварцево-слюдистые яшмовидные сланцы, в тонком переслаивании с алевролитами зеленовато-серого цвета, известная мощность их — 7 м.

В районе пос. Гумарино разрез верхней осадочной подпачки представлен следующим образом (снизу вверх).

На кварцитах и кварцито-песчаниках залегают песчаники, разномзернистые до крупнозернистых, с мелкими гальками халцедона и слойками песчано-глинистого сланца. Цемент пород слюдисто-карбонатный, базального типа (содержание цемента 70—60%). Породы имеют красновато-коричневый цвет и слабо выраженную горизонтальную слоистость. На плоскостях напластования встречены редкие знаки ряби.

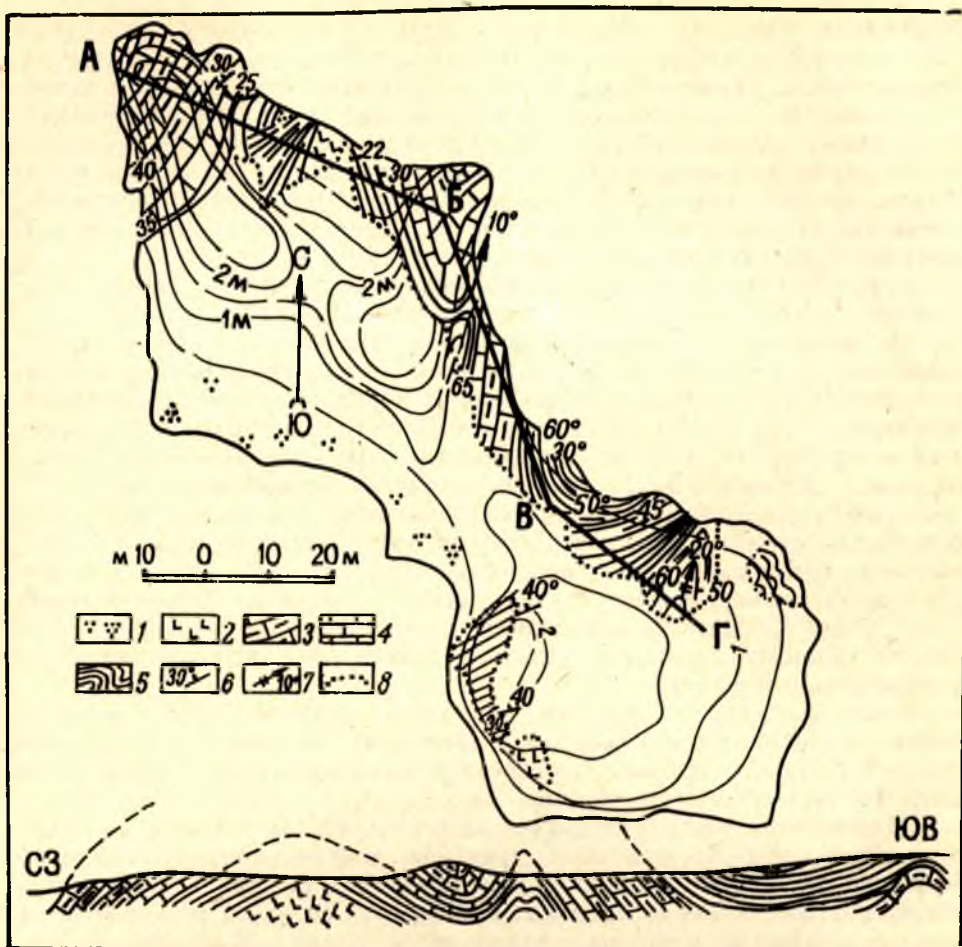
Выше по разрезу песчаники и сланцы имеют мелкоритмичное строение. Ритмы сложены крупнозернистыми песчаниками в подошве, мощностью 1 см, и алевролитами, мощностью 2—3 см, — в кровле. Далее следуют слюдисто-карбонатные сланцы (типа ленточных), тонкослоистые, в 1—2 мм. Слоистость определяется темно-вишневой и коричневатокрасной окраской слоев и наличием тонких слоев мелкозернистых песчаников в 1—2 мм.

Сланцы перекрыты крупно- и среднезернистыми песчаниками со слюдисто-карбонатным цементом и сланцевой брекчией в основании. После некоторого перерыва в разрезе залегают розовые и серые доломиты со стилолитовыми швами.

В основании верхней подпачки на всей площади развития их в Селецко-Янгозерско-Маслозерской структуре залегают песчаники, кварцито-песчаники и даже кварциты. Причем мощность этой части разреза убывает на юго-запад. В пределах района оз. Селецкого верхнюю часть разреза составляют яшмовидные тонкослоистые сланцы. В районе оз. Янгозера верхняя часть разреза сложена яркоокрашенными песчано-глинисто-карбонатными и карбонатными породами.

Краткие выводы. Отложения верхнего ятулия имеют наименьшее из всех ятулийских пород площадное распространение, так как во многих районах они эродированы. В различных районах описываемой территории верхнеятулийские отложения отличаются составом. Так, в районе западного Прионежья, оз. Суоярви, оз. Туломозера в основании разреза залегают глинистые сланцы и брекчии, песчаники с карбонатным цементом, выше — известняки, белые, розовые, красные и другие, доломиты и в верхней части разреза — кварцево-серицитовые, доломитовые, мергелистые, шунгитовые и другие сланцы с прослоями черных доломитов. Мощность сланцево-карбонатных пород достигает 100 м, а вышележащих шунгито-сланцевых — 150—300 м. Эти породы представляют собой в основном морские осадки.

В районе р. Кумсы, озер Сегозера, Елмозера, Янгозера, Селецкого, Маслозера развиты верхнеятулийские отложения, для которых характерно широкое развитие конгломерато-песчано-сланцевых пород в основании и наличие карбонатов в кровле. Терригенные породы основания разреза характеризуются разномзернистостью, ритмичным переслаиванием, пестрой окраской (серой, зеленовато-серой, коричневой, красной) и отчетливым рисунком разнообразных текстур и структур (различного типа слоистости, следов размыва, трещин усыхания и т. д.), потокового,



Фиг. 23. Схема геологического строения о. Северинсаари (оз. Сегозеро):

1—современные прибрежные галечники; 2—габбро-диабазы; 3—толстоплитчатые доломиты; 4—водорослевый строматолитовый горизонт; 5—карбонатно-мергелистые породы; 6—элементы залегания слоистости пород; 7—оси складок и направления их погружения; 8—контуры обнажений.

прибрежного, аллювиального типов. Выше залегают хорошо сортированные песчаники, часто с карбонатным цементом, тонкослоистые песчано-глинистые породы, еще выше — известняки и доломиты, окрашенные в белый и розовато-красный цвет. Мощность — до 300—350 м.

В районе д. Койкары, рек Луканоя, Ялгамки верхнеятулийские отложения имеют такой же тип разреза (конгломераты, песчаники, глинистые сланцы и карбонатные породы в кровле), но очень малую мощность — 30—70 м.

Верхнеятулийские отложения в пределах Западно-Карельской синклинойной зоны почти во всех районах своего развития (исключение — район р. Чирка-Кеми) согласно, но с разрывом перекрывают основные эффузивы среднего ятулия. При этом в районе оз. Сегозера от размыва сохранилась кора выветривания основных пород, указывающая на существование длительного периода тектонического покоя на границе между средним и верхним ятулием. В подошве верхнеятулийских отложений широким развитием пользуется обломочный материал (обломки основ-

ных пород в конгломератах, песчанистый граувакковый и рудный материал), полученный при разрушении основных эффузивов.

Таким образом, нижняя граница верхнего ятулия очерчивается очень четко. Лишь в районе р. Чирка-Кеми эта граница проводится условно из-за отсутствия выраженных перерывов в осадконакоплении и постепенного перехода переслаивающихся между собою песчано-глинистых пород в глинисто-карбонатные. В доломитах из разных разрезов (оз. Пялозеро, д. Белая Гора, оз. Лижмозеро, д. Шайдома, Южный Олений остров на Онежском озере, р. Ялгамка, острова Дюльмяки и Северинсаари оз. Сегозера) описаны строматолиты и нитчатые водоросли, которые служат достоверным маркирующим горизонтом для сопоставления этих отложений (фиг. 23).

В районе Прионежья шунгитовые породы перекрываются осадочно-вулканогенными отложениями, которые объединяются в составе суйсарского комплекса, выделенного в суйсарский отдел (К. О. Кратц, 1958), перекрывающий ятулийский отдел.

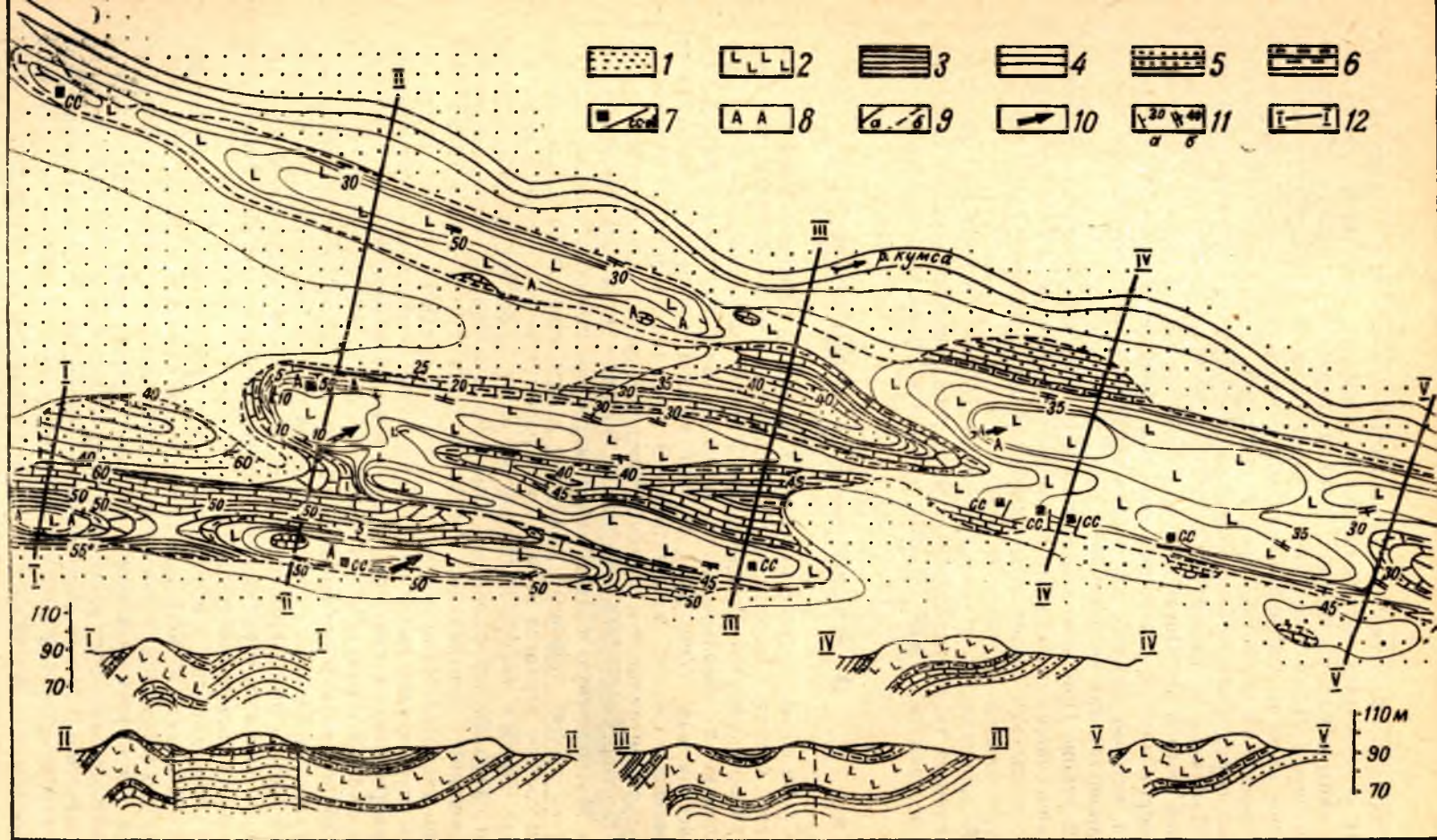
В вертикальном разрезе верхнеятулийских отложений отчетливо проявляется трансгрессивный характер осадконакопления, от конгломерато-песчанистых к песчано-глинистым и карбонатным породам.

Интрузивные основные породы ятулия

Среди верхнеятулийских отложений, как отмечалось выше, устанавливается большое количество морфологически разнообразных тел секущих габбро-диабазов. По пространственному положению они могут быть объединены в несколько групп, которые, как следует из обзорных геологических карт (фиг. 2, 3, 4), приурочены к участкам, испытавшим наибольшую степень складчатости. В пределах различных ятулийских структур Центральной и частично Южной Карелии можно выделить Северо-Сегозерскую, Янгозерскую, Селецкую, Чинозерскую, Маслозерскую, Маткозерскую и Пальеозерскую группы габбро-диабазов, в состав которых входят дайковые, силловые и штоковые тела.

В составе верхнего ятулия здесь рассматриваются только те интрузивные залежи габбро-диабазов, которые залегают непосредственно среди слабо дислоцированных заведомо верхнеятулийских осадочных образований в центральных частях ятулийских структур, а также тела габбро-диабазов, которые секут эффузивы среднего ятулия. В эту же возрастную группу включены и дайки габбро-диабазов, пространственно приуроченные к линейным зонам разломов, ограничивающих с крыльев ятулийские структуры от вмещающих пород. Не исключено, что часть тел габбро-диабазов, которые в условиях современного эрозионного среза залегают в осадочных породах нижнего ятулия, могут оказаться также верхнеятулийскими, однако подобное разделение габбро-диабазов в настоящее время затруднительно (Евжезерская, частично Янгозерская и Северо-Сегозерская группы).

Габбро-диабазы в отличие от пород эффузивного типа характеризуются массивным, полнокристаллическим сложением, более или менее отчетливо выраженной симметрией внутренней структуры тел, что заключается в расположении в эндоконтактных зонах меланократовых тонкокристаллических разностей, смещающихся к центру более крупнозернистыми (до пегматоидных) лейкократовыми. В зоне экзоконтактов тела габбро-диабазов имеют, хотя и небольшой мощности, но постоянно наблюдаемую зону незначительного скарнирования вмещающих осадочных пород мощностью до 1,5—3 м, с образованием главным образом



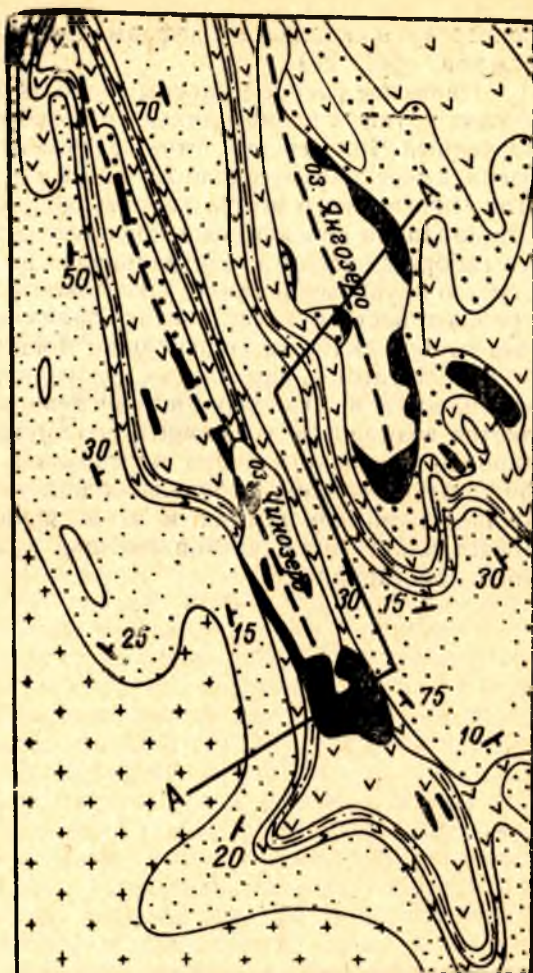
Фиг. 24. Схематическая карта силла габбро-диабазов «Медные Горы»:

1— четвертичные озерно-ледниковые отложения; 2— габбро-диабазы; 3— карбонатно-глинистые сланцы; 4— известняки и доломиты; 5— песчаники, кварцито-песчаники; 6— зоны альбито-актинолитовых скарнов; 7— кальцитовые и кальцито-альбитовые жилы с гнездами пирита и халькопирита; 8— зоны альбитизации; 9— тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 10— трахитоидность; 11— элементы залегания; а — слоистости пород, б — пластовой отдельности; 12— линии разрезов.

тремолитовых либо актино-лито-эпидотовых скарнов (р. Кумса, «Медные горы» и т. д.).

Наиболее распространенной формой тел габбро-диабазов является дайковая. Дайки отчетливо картируются в виде крутопадающих тел мощностью от 100 до 300 м и длиной от 1—2 до 12 км. Сложены они преимущественно разнозернистыми габбро-диабазами, обладающими иногда отчетливой трахитоидностью. Наиболее типичны дайковые тела габбро-диабазов Северо-Сегозерской и Маслозерской групп.

Значительно реже габбро-диабазы во вмещающих породах образуют пластовой формы силлы, которые являются преимущественно согласно залегающими (реже полого секущими) телами. Крупные силлы габбро-диабазов установлены среди верхней толщи в районе оз. Янгозера и р. Кумсы. Наиболее изучен силл «Медные горы». Этот силл, имеющий мощность около 20 м, закартирован в правобережной части р. Кумсы у северо-западного конца оз. Маткозеро, где он образует в рельефе несколько скалистых высот. Особенности внутреннего строения и наблюдения за трахитоидностью позволяют предположить формирование его путем внедрения магматического расплава по плоскости раздела литологически разнородных пород — кварцито-песчаников и карбонатов в северо-восточном направлении. Совместно с осадочными породами габбро-диабазы были



Фиг. 25. Морфология тел габбро-диабазов юго-западной части Янгозерско-Селецкой структуры ятулия Центральной Карелии:

1 — габбро-диабазы; 2 — песчаники, сланцы верхней толщи; 3 — диабазы, диабазовые порфиры, миндалекаменные диабазы; 4 — песчаники средней толщи; 5 — кварциты и кварцито-песчаники; конгломераты нижней толщи; 6 — граниты и диабазы нижнего протозоя; 7 — зоны тектонических нарушений и разломов; 8 — слоистость.

подвергнуты складчатым деформациям с последующими глыбовыми разломами (фиг. 24).

Наименее распространены среди интрузивных образований верхнего ятулия крупные изометричные тела габбро-диабазов — штоки. Детально изученный Чинозерский шток, расположенный в южной части оз. Чинозера, имеет ширину около 2,0—2,5 км и длину не менее 10 км (фиг. 25). Для Чинозерского штока характерно сложное асимметричное строение. Его западная краевая зона представлена афанитовыми меланократовыми габбро-диабазами, центральная — разнотернистыми (от мелкозернистых до крупнозернистых), такситовыми (до пегматоидных) разностями, крайнюю восточную часть штока занимают преимущественно пегматоидные габбро-диабазы, содержащие мощные зоны и участки лейкократовых альбититов — карьялитов. Благодаря отчетливому проявлению трахитоидности в довольно многочисленных обнажениях штока представляется возможным установить его внутреннее строение. Замеры ориентировки удлиненных лейст плагиоклаза (трахитоидности), гломеропорфировых скоплений, наблюдения над такситовыми, полосчатыми, брекчированными текстурами и т. д. показывают, что Чинозерский шток представляет собой крутопадающий удлиненный массив северо-западного простираения.

Глава 3

ЯТУЛИЙСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

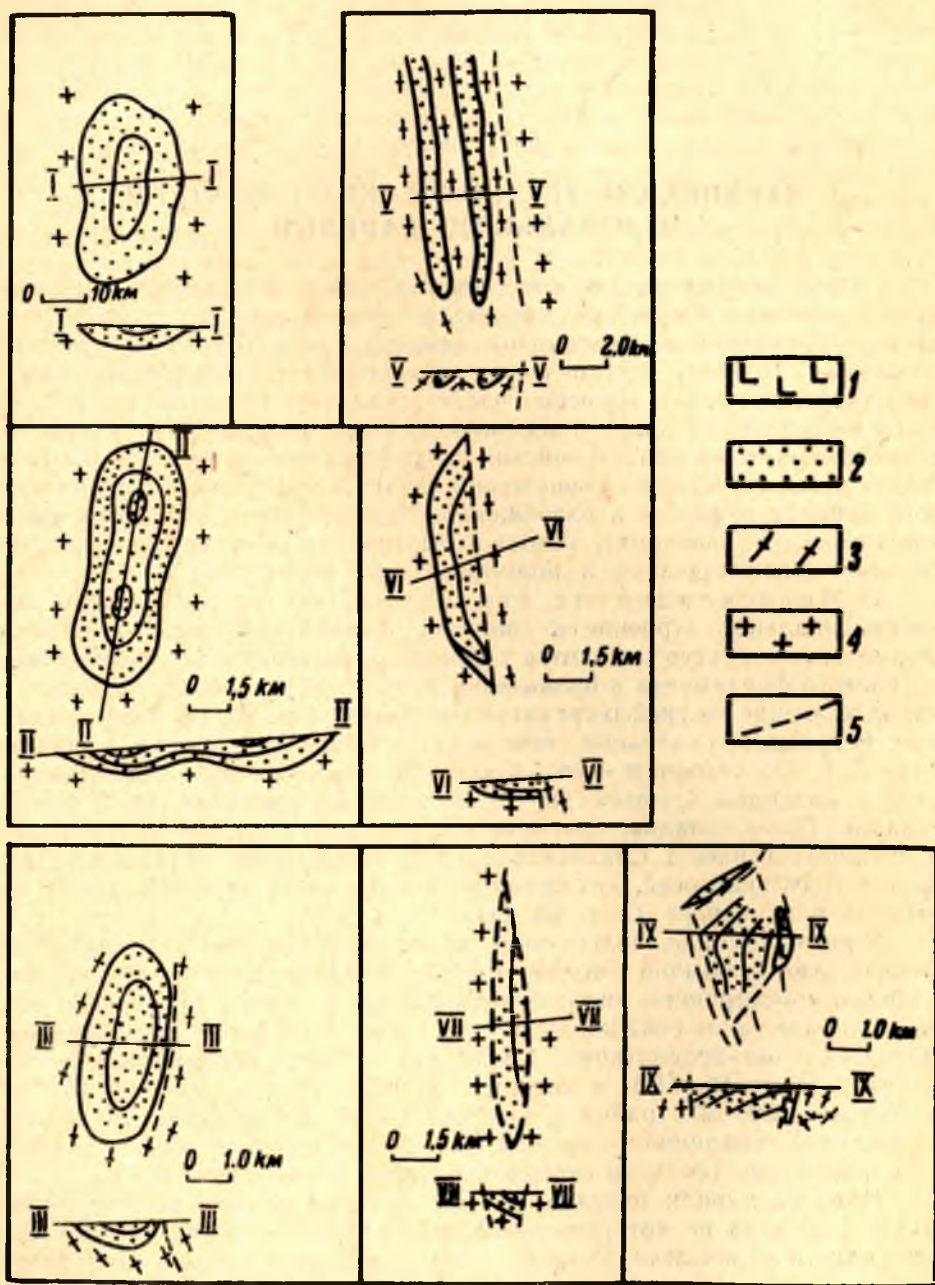
Геолого-литологические материалы и данные по фациальному анализу ятулийских отложений свидетельствуют о том, что в настоящее время сохранились незначительные участки бывшего чехла ятулийских отложений. Поэтому тектонические структуры этих отложений дают представление лишь о корневых частях складчатых сооружений ятулия или о небольших останцах в основном их синклинальных зон. Среди сохранившихся от эрозии ятулийских структур, которые представляют собою останцы складчатых сооружений ятулия, собранные в складки разного порядка и формы и разобщенные друг от друга выходами пород доятулийского основания, условно выделяются две морфологические группы: моноскладчатые и полискладчатые структуры.

а) Моноскладчатые структуры, как правило, имеют моносинклинальное строение и сложены нижнеятулийскими породами. Форма этих структур находится в прямой зависимости от строения доятулийского фундамента и проявления разрывной тектоники. Моноскладки, залегающие на гнейсо-гранитных породах (фиг. 26, I), имеют овальные, неправильно-овальные контуры с отношением длины к ширине $2:1-5:1$. По строению — это замкнутые симметричные брахисинклинали с падением крыльев $20-30^\circ$ и с выполаживанием их к центру складок. Такие складки, имеющие в длину до 5 км, отмечены западнее д. Чебино, севернее д. Святнаволок и т. д. В некоторых складках наблюдается ундуляция осей, что приводит к появлению антиклинальных перегибов в их центре (фиг. 26, II).

Моносинклинали, залегающие на нижнепротерозойских сланцевых толщах, имеют обычно линейную форму и вытянуты в целом согласно с общим простираем нижнепротерозойских структур. Отношение длины к ширине таких складок $10:1-30:1$. По своей форме (в поперечном срезе) складки неоднотипны. Среди них имеются асимметричные синклинали (фиг. 26, III), в которых падение одного крыла — $15-20^\circ$, а другого — $50-80^\circ$ (район д. Петрова Гора). Встречаются также изоклинальные синклинали с крутым ($60-80^\circ$) залеганием крыльев, нередко опрокинутые (складки севернее д. Чирка-Кеми) (фиг. 26, V).

Моносинклинали нередко бывают разбиты вертикальными разломами, движения по которым приводят к взбросам с последующей эрозией одного из крыльев. Останцы таких структур (складок), приуроченные чаще к контакту нижнепротерозойских сланцевых толщ и архейско-протерозойских гранитоидов, имеют форму односторонних грабенных (фиг. 26, V). Такие структуры (длиной 8—12 км) описаны в районе западнее д. Чебино, в районе д. Костамуксы.

Кроме односторонних грабен-синклиналей, в которых тектонически срезается только одно крыло структуры, в районе д. Костамуксы и на севере Карелии описаны дву- и трехсторонние грабены. В них ятулийские породы имеют синклинальное (фиг. 26, VII, IX) или антиклинальное залегание. Все указанные структуры представляют собою корни



Фиг. 26. Типы ятулийских складок:

1— габбро-диабазы; 2— ятулийские отложения; 3— нижнепротерозойские образования; 4— гранитное основание; 5— зоны разломов.

эродированных ныне тектонических структур, более крупных размеров и более сложных по строению.

б) Полискладчатые структуры имеют различную величину (от 20 до 200 км в длину) и слагаются сериями разных по форме складок, от 1 до 50 км в длину, среди которых по площади значительно преобладают синклинали. Основание этих структур имеет сложное строение и состоит либо из гнейсо-гранитных пород, либо из глыб гранитоидов, которые опоясываются нижнепротерозойскими вулканогенно-осадочными образованиями. Характер ятулийских структур в значительной мере зависит от состава подстилающих пород. Тектонические структуры, перекрывающие гнейсо-гранитные породы, обычно слагаются сериями кулисообразно расположенных брахиморфных синклинальных и антиклинальных складок (Туломозерская, Суоярвская, Лубосалмская и другие структуры). Синклинали имеют овальную или линейно-вытянутую форму с падением крыльев под углом 20—40° при быстром их выполаживании. Длина складок — 5—12 км.

Среди антиклиналей обычны две разновидности. Очень характерны брахиантиклинали длиной 1,5—5 км при ширине до 2 км. В ядрах их часто обнажаются гнейсо-граниты основания (Пергубская и Сундозерская антиклинали в Онежской структуре и др.). Падение крыльев в переклиналях здесь 10—20°, а в крыльях антиклиналей — до 60°. Антиклинали второго вида имеют в плане извилистую форму, в поперечном срезе — гребневидную острую форму в терригенно-карбонатных породах и арковидную — в складках, сложенных песчано-кварцитовыми породами.

Ятулийские структуры, перекрывающие сложное по строению основание, слагаются сериями синклинальных (преобладающих по площади) и антиклинальных складок. Синклинальные складки (длиной до 30—60 км при ширине от 6 до 15 км), замкнутые, овальные или линейно-вытянутые, кулисообразно сочленяются друг с другом. Для всех синклиналей характерна ундуляция осей складок, отчего в современном эрозионном срезе они обычно делятся по простиранию на несколько вытянутых брахисинклиналей. Синклинали чаще асимметричны. В одном крыле залегание пород пологое (15—40°), а в другом — крутое (60—80°) или даже опрокинутое.

Отмечены также линейные складки с крутым изоклинальным залеганием крыльев и широким развитием продольных разломов. Простирание таких складок обычно согласно с простиранием подстилающих ятулийские отложения нижнепротерозойских зеленокаменных пород. Поэтому при глубоком эрозионном срезе, когда срезаются пологие складки структур и сохраняются только крутые, с глубоко опущенным днищем («щелевидные» складки), ятулийские породы залегают среди нижнепротерозойских или на контакте их с гранитоидами в виде длинных полос.

Подобное залегание рассматривается некоторыми геологами как переслаивание ятулийских пород с нижнепротерозойскими, что приводит ко многим ошибкам. Такие складки располагаются внутри ятулийских структур (Чинозерская, Северо-Сегозерская и др.), в краевой части их (Ругозерская, Кумсинская и др.) или же образуют значительную часть самостоятельных структур (Чирка-Кемская). Эти складки слагаются ниже-, средне- и в ядре — верхнеятулийскими породами, а в участках развития ятулийских пород значительной мощности — только нижнеятулийскими и среднеятулийскими породами. Для синклиналей нередко отмечается виргация складок, причем при ответвлении складки унасле-

дуют в своем простираии направление полос сложноскладчатых толщ нижнего протерозоя.

Указанные синклинали отделяются друг от друга антиклинальными складками различной формы. Некоторые антиклинали — коробчатого строения: более или менее широкий пологий свод и крутое, флексуобразное залегание крыльев. В плане они имеют вытянутую изометричную форму. Отмечаются также брахиантиклинали (длиной 4—9 км при ширине 1—3 км) с пологим залеганием ятулийских пород в периклиналях и крутым — в крыльях. Контурь полискладчатых структур во многом определяются кулисообразным расположением и сочленением синклиналей, центраклинальные замыкания которых (краевые синклинали) обуславливают извилистый характер (в плане) контакта ятулийских пород с основанием (Воломская структура). Но во многих структурах эти контурь прямолинейны из-за наличия тектонических разломов, с одной или двух сторон отделяющих ятулийские породы от основания. Так, Суоярвская и Сегозерско-Елмозерская структуры, отделяемые тектоническим контактом (с амплитудой взброса больше мощности ятулийских пород) от пород основания, являются односторонними грабен-синклиналими. Тикшезерская структура представляет собою двухстороннюю грабен-синклинали.

Кроме отмеченных внешних разломов, большое влияние на формирование складок в ятулийских структурах оказали внутренние разломы, вдоль которых происходили взбросы различной амплитуды, сопровождавшиеся расщеплением пород, подворотом крыльев складок, образованием флексур, дроблением ятулийских структур на блоки. К зонам наклонных разломов приурочиваются складки сжатия (Чирка-Кемская складка). Многие разломы заполнены интрузиями габбро-диабазов.

Наблюдается определенная зависимость между мощностью ятулийских отложений и интенсивностью проявления разрывных постятулийских нарушений, сопровождаемых подворотами крыльев складок и т. д. В участках, где развиты наиболее мощные ятулийские толщ, например, в северо-западной части описываемой территории, то есть там, где в ятулийское время было наиболее устойчивое погружение доятулийского основания, значительно интенсивнее проявлены вертикальные движения блоков основания в постседиментационную стадию развития ятулийских структур (например, в Воломской структуре).

Ятулийские структуры, как это отмечалось ранее (К. О. Кратц и Ю. И. Лазарев, 1961), сохраняя (наследуя) основные структурные направления нижнепротерозойских складчатых зон, являются в то же время структурами наложенными. При этом унаследованность наиболее отчетливо проявляется в нижних горизонтах ятулия, где преобладают линейные складки, в то время как для верхних горизонтов ятулия характернее пологие складки с более овальными контурами. В этом видна, вероятно, общая тенденция затухания складчатости вверх при удалении от фундамента.

Охарактеризованные выше складки присущи ятулийским отложениям, развитым на территории Западно-Карельской синклинойной зоны. Между складками различных типов имеются постепенные переходы и чередование их на площади, что является свидетельством образования их в одной тектонической области.

Заканчивая краткую характеристику ятулийских структур, для которых характерно наличие как пологих, так и крутых (в меньшем количестве) складок разной формы, следует отметить, что ятулийские покровные складки наиболее близки к двум типам складок, выделяемым

многими авторами под разными названиями. Так, складки, морфологически близкие к пологим складкам, описаны как «глыбовые» (В. В. Белоусов, 1958), «облекания» (А. Е. Михайлов, 1958), «отраженные» (В. Е. Хаин, 1954, 1957), «штамповые» (В. В. Бронгулеев, 1956) и т. д. Крутые складки указанных выше и других авторов получили название складок «смятия», «приразломных», «приразрывных», «коробления», «нагнетания», «рубцовых», «шовных», «приблоковых». Подобные складки, судя по вкладываемому авторами в названия генетическому смыслу образовались при блоковых движениях в платформенных или полуплатформенных условиях.

Глава 4

ТИПЫ РАЗРЕЗОВ ЯТУЛИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ

Типы ятулийских отложений

Приведенная выше характеристика отложений нижнего, среднего и верхнего ятулия, развитых на разных участках, показала значительное различие состава, мощностей, сочетания осадочных и вулканогенных пород в разрезе и по горизонтали, характерных для каждого подотдела ятулия. В связи с этим выявляется, что по своему разнообразию ятулийские отложения, даже в пределах Западно-Карельской синклинорной зоны, не укладываются в выделенные ранее два типа разреза: онежский и сегозерский (В. А. Соколов, 1955, 1963; К. О. Кратц, 1955, 1958, 1963). На основании изложенных материалов в пределах этой зоны следует выделять (фиг. 27) Туломозерский, Онежский, Койкарско-Медвежьегорский, Сегозерский, Северо-Елмозерский и Чирка-Кемский типы разрезов ятулийских отложений¹, на целесообразность чего уже указывалось ранее (В. А. Соколов, 1963, 1966, 1967).

а) Ятулий Туломозерского типа характеризуется малой мощностью нижнеятулийских, в основном континентальных отложений, значительной мощностью среднеятулийских глинисто-карбонатных морских пород (с гегматитовыми прослоями) и наличием в верхнем ятулии шунгитовых пород. В отложениях этого типа, наблюдаемых в районе Туломозера, не развиты эффузивы основного состава, хотя широкое распространение кремнистых карбонатных пород говорит о влиянии вулканизма на осадконакопление. Мощность отложений — до 500 м.

б) Ятулий Онежского типа складывается терригенными, карбонатными и вулканогенными породами. Нижний ятулий представлен терригенными полифаціальными породами различной мощности (от 0 до 250 м); средний и верхний ятулий складываются в основном карбонатными породами, с которыми переслаиваются пестроцветные песчано-глинистые и шунгитовые породы в кровле разреза ятулия этого типа. В кровле нижнего и среднего ятулия здесь развиты покровы основных пород. Мощность отложений этого типа, развитых в западном и восточном Прионежье, в районе Суоярви — 600—900 м.

¹ Выделенные типы разрезов представляют собой частные разрезы осадочных и осадочно-вулканогенных образования для конкретных областей ятулийского осадконакопления, характеризующихся близкими фаціальными обстановками.

в) Ятулий Койкарско-Медвежьегорского типа включает ятулийские отложения, развитые в районе деревень Койкары, Святнаволок, р. Ялгамки, г. Медвежьегорска. Здесь распространены сравнительно маломощные пласты конгломерато-песчанистых, в основном озерных и аллювиальных осадков в нижнем и среднем ятулии, где широко развиты эффузивы основного состава (по мощности в 4—6 раз превышающие осадки). Для верхнего ятулия характерно наличие также сравнительно маломощных песчано-глинистых и карбонатных осадков. Суммарная мощность отложений — 400—600 м.

г) Ятулий Сегозерского типа состоит из полифациальных (в основном аллювиальных, прибрежных и мелководно-бассейновых) конгломерато-глинисто-песчанистых пород, с четкой ритмичностью и цикличностью разного порядка, и лишь в кровле — из карбонатных пород. Значительный объем в составе ятулия здесь занимают эффузивы основных пород, которые в кровле нижнего ятулия слагают от 1 до 3 покровов, а в кровле среднего ятулия — от 6 до 15 покровов. Мощность отложений этого типа (развитых в районах озер Сегозера, Селецкого, Янгозера, Маслозера и т. д.) — 600—1200 м.

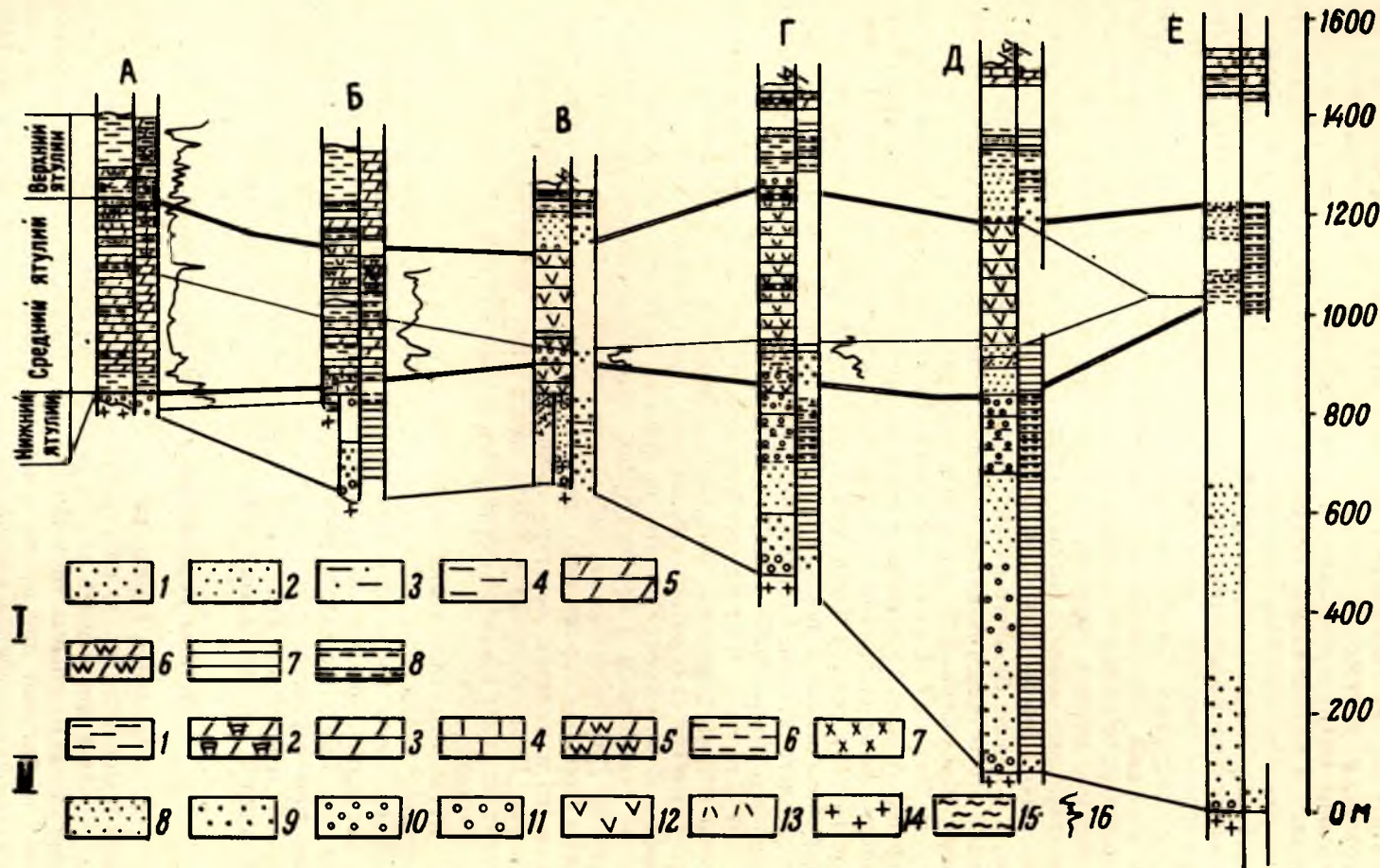
д) Ятулий Северо-Елмозерского типа представлен полифациальными (в основном мелководно-бассейновыми) глинисто-песчанистыми отложениями с карбонатами в кровле. В отличие от предыдущего типа осадки здесь лучше сортированы, более мелкозернисты. Эффузивы основных пород (до 7 покровов) присутствуют только в кровле среднего ятулия, граница которого с нижним ятулием неотчетлива. Мощность отложений — 1000—1300 м.

е) Ятулий Чирка-Кемского типа образуется в основном песчанистыми породами, которые различаются по гранулометрии, составу цемента (в основном слюдистого), цвету (наряду со светло-серыми породами встречаются черные кварциты), а также в небольшом количестве глинистыми и карбонатными породами, тяготеющими к кровле разреза. Для песчанистых пород характерна сравнительная однородность (хорошая сортировка), нечетко выраженная ритмичность и цикличность и наличие текстур, свидетельствующих о бассейновом типе осадков. Вулканогенных пород в ятулийских отложениях этого типа (установленных в районе рек Воломы и Чирка-Кеми) нет. Мощность пород — более 1500 м.

Ятулийские отложения разного типа, каждый из которых включает сочетание разнофациальных пород, слагают в плане полосы, вытянутые в общем с юго-запада на северо-восток, то есть поперек преобладающему сносу обломочного материала и линиям трещинных излияний основных лав. Такое площадное распространение ятулийских отложений разного типа отражает существование в ятулийское время на рассматриваемой территории более или менее устойчивых седиментационных областей с определенными фациальными обстановками.

Методы корреляции ятулийских отложений

Для корреляции ятулийских отложений, имеющих различную мощность и меняющийся по простиранию состав, были использованы методы, позволяющие решать задачи разного порядка: сопоставление толщ, корреляция отдельных горизонтов и т. д. Возможности каждого метода особо возрастают при комплексном использовании различных методов со взаимной проверкой получаемых результатов. В нашей работе были применены литолого-геологические, палеонтологические, математические методы корреляции и данные по определению абсолютного возраста.



1. Литолого-геологические методы

а) Тектонический, или историко-геологический метод, который получил широкое развитие в работах Н. С. Шатского (1960) и под названием «метод анализа формаций» рассмотрен Б. М. Келлером (1963), использован для суждения об одновозрастности ятулийских полифациальных толщ Центральной Карелии, если так можно сказать, «в целом». Исходя из сущности этого метода, учитывалось, что Центральная Карелия занимает территорию, которая к доятулийскому времени прошла период геосинклинального развития и достигла консолидации, то есть представляет собою естественную и единую тектоническую зону-плиту с различной степенью нарушения. К такому выводу приходят все геологи, занимающиеся вопросами геотектонического районирования Карелии, независимо от существа предлагаемых ими тектонических построений для Центральной Карелии (Карельский срединный массив — по Л. Я. Харитонову, Западно-Карельская синклиновая зона — по К. О. Кратцу, В. А. Перевозчиковой и т. д.).

От более древних образований предшествующего геосинклинального цикла отложения ятулия отделены продолжительным перерывом (образование кор выветривания), после которого начался этап накопления специфических отложений ятулия. Характер и сходство тектонических структур ятулия, образованных в конседиментационный и частично преобразованных в постседиментационный этап развития, в разных участках территории (от оз. Туломозера до р. Чирка-Кеми) — свидетельствует об одновозрастности ятулийских отложений на описываемой территории.

б) Метод стратиграфического подобию, рекомендуемый Б. М. Келлером (1959, 1963) для сопоставления полных, но удаленных друг от друга разрезов по сходной последовательности слоев и толщ в вертикальном разрезе, использовался для сопоставления отложений разного типа. Так, например, ятулийские отложения Койкарско-Медвежьегорского, Сегозерского, Северо-Елмозерского и Чирка-Кемского типов, несмотря на различие мощностей, состава и литологических особенностей, имеют сходную последовательность толщ.

в) Метод анализа цикличности в ятулийских отложениях, имеющих четко определенную нижнюю границу с доятулийским основанием и отчетливо выраженное цикличное строение терригенно-карбонатных толщ (В. А. Соколов, 1958), ритмичное и цикличное строение терригенных толщ (Г. П. Галдобина, 1966), использовался широко. При изучении разрезов ятулия было установлено, кроме ритмичности различного типа, наличие циклов разного порядка. Циклы первого порядка объединяют ритмично построенные пласты в пределах пачки; циклы второго порядка охватывают циклы первого порядка, отражая в совокупности трансгрессивно-регрессивные ряды. Между циклами намечаются литологические несогласия. Циклы второго порядка имеют стратиграфиче-

Фиг. 27. Типы разрезов ятулийских отложений и их корреляция.

Типы разрезов: А — Туломозерский; Б — Онежский; В — Койкарско-Медвежьегорский; Г — Сегозерский; Д — Северо-Елмозерский; Е — Чирка-Кемский.

1 — фациальные обстановки (правые колонки): 1 — континентальная (аллювиальная, озерная, элювиальная, частью прибрежная); 2 — область сноса; 3 — чередование бассейновой и континентальной; 4 — бассейновая с терригенным осадконакоплением; 5 — бассейновая с карбонатным осадконакоплением; 6 — бассейновая с карбонатно-кремнистым осадконакоплением; 7 — бассейновая с карбонатно-шунгитовым осадконакоплением; 8 — бассейновая с периодическим осушением.

11 — состав пород (левые колонки): 1 — шунгитовые сланцы; 2 — доломиты водорослевые; 3 — доломиты; 4 — известняки; 5 — кремнистые доломиты; 6 — песчано-глинистые сланцы; 7 — гематитовые руды; 8 — песчаники, кварцито-песчаники, кварциты; 9 — гравелиты мелко- и среднезернистые; 10 — гравелиты крупнозернистые; 11 — конгломераты кварцевые, кварцево-гранитные и гранитные; 12 — основные эффузивные породы; 13 — коры выветривания; 14 — граниты доятулийского возраста; 15 — туфогенно-осадочные породы; 16 — кривые осадочного тренда.

ское значение, так как разным набором пород они отчетливо выражены на значительной площади. Циклы третьего порядка отвечают толщам. В кровле их обычно залегают эффузивы, а на границе между циклами наблюдаются горизонты кор выветривания и значительные размывы.

г) Метод анализа мощностей, фаций, формаций в пределах единой тектонической зоны, с учетом суммы литологических признаков и палеодинамических данных, является весьма действенным для ятулийских отложений, которые меняют мощность, состав и литологические признаки по горизонтали. Фациальный анализ разрезов позволяет проследить переходы аллювиальных отложений в прибрежные и бассейновые, устанавливая определенные генетические ряды разных фаций и в разновозрастных толщах. Приводимые ниже фациальные профили хорошо иллюстрируют применяемый метод корреляции.

д) Метод маркирующих горизонтов для сопоставления фациально пестрых толщ ятулия, хотя и применим в ограниченном объеме, но очень надежен для корреляции разрезов одного или двух-трех типов. Так, прослеживание специфических образований, выдержанных на значительной площади, таких как прослой гематитовых руд, пачки мономинеральных кварцитов и т. д., способствует корреляции разрезов.

е) Палеовулканонологический метод исследования разнообразных отложений ятулия, в составе которых широко развиты различные фации вулканогенных основных пород (субвулканическая, лавовая, эксплозивная, вулканогенно-кремнистая и отдаленно-кремнистая), позволяет понять фациальные замещения эффузивов по простиранию осадочно-вулканогенными и осадочными толщами и в значительной мере способствует корреляции разрезов. На основе этого метода и с учетом других данных удалось установить, что основные эффузивы, залегающие в кровле среднего ятулия разрезов Койкарско-Медвежьегорского, Сегозерского и других типов, фациально сменяются кремнисто-карбонатными и туфогенно-осадочными породами в верхах среднего ятулия Онежского типа.

ж) Минералогический метод, основанный на изучении спектра минералов, объединенных в группы: сквозных, типоморфных и редких, хотя и требует значительного количества минералогических проб, может быть использован как инструмент корреляции немых терригенных толщ. Так, для первой пачки нижнего ятулия коррелятивными являются: пирит, халькопирит, галенит, барит и т. д.; для верхнего ятулия характерны рутил, сфен, лейкоксен, апатит, турмалин, гематит, лимонит и другие минералы. Для второй пачки нижнего ятулия свойственно малое количество минералов-примесей на фоне мономинерального кварцевого состава.

II. Палеонтологический метод

з) Метод корреляции по водорослям стал находить применение в последние годы, после открытия и изучения различных видов водорослей в ятулийских карбонатных породах в пределах Онежской, Суоярвской и Сегозерской площадей развития ятулия (Р. В. Бутин, 1959, 1960, 1966; В. А. Соколов, 1960, 1963, 1966; В. А. Соколов, Р. В. Бутин, 1961 и др.). Из трех водорослевых горизонтов, выделенных в составе ятулия, маркирующее значение имеет верхний горизонт, в котором описаны специфические виды строматолитов и нитчатых водорослей. Два других горизонта водорослей имеют пока меньшее стратиграфическое

значение и используются лишь для сопоставления ятулийских отложений Онежского типа.

и) Споро-пыльцевой метод применяется пока в ограниченном объеме, лишь для сопоставления шунгито-сланцевых толщ, ибо только в них Б. В. Тимофеевым (1957, 1966) обнаружены комплексы спор.

III. Математические методы

Математические методы в применении к ятулийским отложениям впервые использованы К. И. Хейсканеном (1964).

к) Корреляция ятулийских отложений по кривым осадочного тренда. По ряду разрезов сопоставляемых толщ осадков строятся кривые, изображающие изменения по вертикали одного из свойств осадка. Обычно выбираются свойства, несущие максимум информации о процессах осадкообразования, — средний гранулометрический состав пород в условных единицах или нерастворимый остаток и т. п. Указанные кривые дают возможность сопоставлять даже весьма различные в генетическом отношении толщ. Этот метод близок методу стратиграфического подобия и, хотя он имеет дело только с одним параметром осадка, достаточно перспективен, так как предполагает последующую математическую обработку.

л) Корреляция по кривым мезоритма. Кривые осадочного тренда анализируются на предмет выявления в них синусоидальных закономерностей. Наиболее длинноволновая из них, мезоритм, используется для точного сопоставления разрезов, в том числе разнофациальных и иногда даже неперекрывающихся.

IV. Определение радиологического возраста

м) Данные радиологического возраста, определенные калий-аргоновым методом, использованы для сопоставления разрезов ятулийских отложений пока в небольшом объеме из-за малого количества определений и значительного расхождения значений (1610—1870 млн. лет). Однако этот метод имеет большие перспективы для ятулийской геологии, так как относительный порядок цифр абсолютного возраста позволяет установить интервал времени, падающего на ятулийский отдел.

Перечисленные выше методы корреляции ятулийских толщ, использованные комплексно, со взаимной проверкой получаемых результатов, позволяют сделать вывод об одновозрастности ятулийских отложений Туломозерского, Онежского, Койкарско-Медвежьегорского, Сегозерского, Северо-Елмозерского и Чирка-Кемского типов (фиг. 27).

Нижнеятулийские и верхнеятулийские отложения при их сопоставлении не вызывают никаких спорных вопросов, и их корреляция производится хорошо, подтверждаясь всеми указанными методами. Сопоставление среднеятулийских отложений, например, Онежского, Койкарско-Медвежьегорского и Сегозерского типов, имеющих различный состав (существенно карбонатные породы — в первом случае и диабазо-терригенные — во втором), неодинаковую мощность, различное количество крупных трансгрессивно-регрессивных циклов и разные масштабы вулканических излияний, представляет, на первый взгляд, более сложную задачу. Но положение среднеятулийских отложений между ниже-

и верхнеятулийскими толщами, хорошо сопоставленными по всей территории Западно-Карельской синклинойной зоны, указывает на их повсеместную для этой территории одновозрастность. Таким образом, задача сводится к объяснению возможных фациальных переходов между различными по составу отложениями.

Исходя из суммы фактических данных, мы считаем, что терригенные породы среднего ятулия в Сегозерском и других типах терригенных отложений являются одновозрастными терригенно-карбонатным породам, слагающим нижний трансгрессивно-регрессивный осадочный цикл второго порядка в отложениях Онежского типа. А осадочно-вулканогенные породы в Койкарско-Медвежьегорском и Сегозерском типах отложений сопоставляются с терригенно-карбонатными и основными породами, которые образуют следующий осадочный цикл второго порядка в разрезе отложений Онежского типа. Для терригенно-карбонатных пород этого осадочного цикла характерно наличие примеси туфогенного материала в алевролитах и чрезвычайно широкое распространение кремнистых стяжений среди карбонатных пород, то есть наличие продуктов вулканической деятельности. Здесь же локализируются и горизонты гематитовых руд. Эти данные могут свидетельствовать об одновозрастности вулканогенных и терригенно-карбонатных пород верхов среднего ятулия.

К такому же выводу можно прийти при анализе кривой содержания нерастворимого остатка в разрезах терригенно-карбонатной толщи в районе Суоярви и Пялозера, кривой средней грубости осадков в районе Сегозера и аппроксимирующих эти кривые синусоид.

В разрезе Сегозера отсутствует верхняя часть в объеме целого периода синусоиды, которая соответствует верхнему максимуму кривой в разрезе Суоярви и Пялозера. Отсюда можно заключить, что в разрезе Сегозера объему периода синусоиды соответствовало излияние основных лав, в то время как в районе Суоярви и Пялозера в это время откладывались терригенно-карбонатные осадки. К этому можно добавить, что в районе пос. Гирвас установлено переслаивание потоков основных лав с пластами туфогенных и карбонатных пород, что прямо подтверждает одновозрастность карбонатонакопления и излияния лав в среднем ятулии.

Таким образом, вопрос об одновозрастности рассмотренных выше ятулийских отложений доказывается различными методами.

Глава 5

СОПОСТАВЛЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ ЯТУЛИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

В различных печатных и фондовых работах приводятся неодинаковые схемы стратиграфического расчленения ятулийских отложений, развитых в пределах Западно-Карельской синклинойной зоны. В табл. 1 показаны основные стратиграфические схемы применительно к двум основным типам ятулийских отложений (Онежскому и Сегозерскому), которые, по нашим данным, синхронны. Большинство из указанных схем предложены авторами, которые считают, что все ятулийские карбонатные породы залегают выше ятулийских песчано-конгломерато-кварцитовых толщ. Поэтому в схемах Л. Я. Харитонова, М. А. Гиляровой, Б. Н. Шустова, В. З. Негруца утверждается, что Сегозерская серия (терригенная) подстилает Онежскую (преимущественно карбонатную).

В легенде на основании которой составляются в СЗТГУ карты среднего масштаба, выделяется общая Онежско-Сегозерская серия, но свиты, охватывающие в разных районах комплексы, либо конгломератовые, либо кварцито-песчанистые (янгозерская свита), либо терригенно-карбонатные (туломозерская свита), либо шунгито-карбонато-сланцевые (заонежская свита), отражают ту же точку зрения о залегании пород Сегозерского типа ниже пород Онежского типа. При сравнении положения этих свит в разрезе с предлагаемой нами схемой деления и корреляции ятулийских отложений получается, что янгозерская свита в районе р. Кумсы, оз. Сегозера, оз. Янгозера и т. д. охватывает отложения сариолия, нижнего и среднего ятулия, а в районе Прионежья и оз. Суоярви — включает отложения только сариолия и нижнего ятулия. Туломозерская свита в районах р. Кумсы, оз. Сегозера и т. д. включает отложения верхнего ятулия, а в районе оз. Суоярви и Прионежья — среднего и частично верхнего ятулия. Если к этому добавить, что для района Чирка-Кеми кварцито-песчаниковые толщи относятся с одинаковым основанием и к янгозерской и к летнеозерской свитам, то все вышеуказанные несоответствия приводят к заключению, что «прокрустово ложе» этой легенды становится тесным для рационального расчленения ятулийских отложений на разновозрастные горизонты.

Независимо от нашей схемы расчленения ятулийских отложений В. З. Негруца предложил схему деления этих отложений также на нижний, средний и верхний ятулии. Согласно этой схеме, верхнему ятулию соответствуют отложения, которые мы считаем верхнеятулийскими (в ятулии Сегозерского типа), средне- и верхнеятулийскими (в ятулии Онежского типа), а также суйсарскими отложениями. «Среднему яту-

лию» соответствуют наши средне-, нижнеятулийские и сариолийские толщи в отложениях сегозерского типа (с корой выветривания в основании) и нижнеятулийские — в ятулии Онежского типа.

К нижнему ятулию В. З. Негруца относит вулканогенные толщи Тунгудско-Надвоицкого комплекса (сумский отдел нижнего протерозоя, по К. О. Кратцу — 1958), частично сариолийские конгломераты, а также кварцевые конгломераты и кварцито-песчаники с корой выветривания в основании. Отнесение к ятулию нижнепротерозойских основных эффузивов, а также кварцевых порфиров и кератофиров — смелый шаг, но даже ссылка на авторитет Л. Я. Харитонова не делает его убедительным.

Что же касается отнесения кварцевых конгломератов на территории Западно-Карельской синклинойной зоны (речь идет о кварцевых конгломератах района д. Петрова Гора, оз. Собачьего) к низам нижнего ятулия в объеме, предложенном В. З. Негруца, то здесь, на наш взгляд, явное недоразумение. В работе В. З. Негруца (1963) приводится геологический разрез в районе д. Петрова Гора — оз. Питкяламби — оз. Елмозера, на основании которого построена стратиграфическая колонка. В этой колонке конгломерато-кварцитовые толщи района д. Петрова Гора ставятся ниже нижнепротерозойских эффузивов района Хожезера и относятся к его нижнему ятулию. Но доказано¹, что эти конгломераты и кварциты образуют асимметричную синклиналь и перекрывают основные эффузивы района Хожезера — Ватгозера, выше которых восточнее также залегают ятулийские породы Елмозерской зоны, которым соответствуют конгломерато-кварцитовые породы района д. Петрова Гора.

Таким образом, этот пример иллюстрирует, что в схеме В. З. Негруца типично ятулийские породы с корой выветривания в основании искусственно разделены на разновозрастные горизонты и части их бездоказательно приписывается более низкое положение в стратиграфическом разрезе. В связи с этим объем ятулия понимается весьма широко и (из-за ошибочно понимаемой геологической позиции некоторых ятулийских тектонических структур) вместе с заведомо доятулийскими породами в нижний ятулий переносятся типично ятулийские отложения, выхваченные из разреза нижнеятулийских образований (в нашем понимании). Естественно, что такая ошибка приводит к выработке неправильной основы для палеогеографических построений, со всеми вытекающими отсюда последствиями для прогноза полезных ископаемых.

Все приводимые в таблице схемы внутреннего расчленения отложений Онежского типа показывают последовательность познания внутреннего строения терригенно-карбонатных толщ.

Предлагаемые в данной работе стратиграфическая схема и принцип сопоставления ятулийских отложений разного типа в Западно-Карельской синклинойной зоне с некоторыми дополнениями могут быть распространены на ятулийские отложения всей Карелии. Этим самым создается геологическая основа для выработки рациональной легенды для средне- и крупномасштабных геологических карт и широких палеогеографических построений.

¹ В нашем совместном маршруте с А. В. Хабаковым и В. З. Негруца в 1962 г.

Я т у л и й о н е ж с к о г о т и п а

[illegible]

Часть II

ЛИТОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЯТУЛИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

ВВЕДЕНИЕ

Литология ятулийских отложений Карелии, то есть среднепротерозойских, в разной степени метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, как составная часть самостоятельного направления научных исследований литологии докембрийских осадочных толщ, стала оформляться лишь в последние годы. Это связано со значительными успехами советской и мировой литологической науки вообще, а также с достижениями в изучении геологической позиции ятулийских толщ и их литологических особенностей. Фактические геолого-литологические данные об ятулийских отложениях, опыт работы с ними — все это накапливалось длительное время усилиями многих исследователей.

В истории изучения литологии ятулийских пород и толщ можно наметить несколько периодов.

Период установления первичноосадочной или первичновулканогенной природы различных типов ятулийских пород, открытия и описания отдельных первичных текстур, петрографического изучения некоторых групп пород продолжался до 1938 года. В этот период, начавшийся работами А. А. Иностранцева, большое значение имели исследования В. М. Тимофеева (генезис шунгитовых пород, открытие следов течения лавового потока, петрографическое изучение кварцитов, описание знаков ряби и т. д.), Н. А. Елисеева (описание шаровых лав в районе оз. Сегозера), А. Метцгера (изучение древней коры выветривания и карбонатных пород) и многих других исследователей.

Период накопления информации по литологии ятулийских пород и толщ, применения литологических данных и методик решения геологических вопросов охватывал 1938—1954 гг. Начало этого периода связывается с работами Л. Я. Харитонova (1936, 1938, 1941, 1949) по изучению карельских (в основном ятулийских) образований Онего-Сегозерского водораздела. В своих довоенных работах Л. Я. Харитонов использовал данные по литологии кварцитовых и других толщ для расчленения их на стратиграфические горизонты, высказывая суждения о циклическом строении толщ кварцитов, закономерном положении в разрезе основных эффузивов, то есть основывался на литологических данных для решения геологических вопросов. Так же успешно для решения геологических задач использовали литологические материалы по ятулийским толщам М. А. Гилярова (1941, 1948а, в, 1949), В. А. Перевозчикова, В. В. Яковлева, И. П. Тимченко (1950), К. О. Кратц с сотрудниками и многие другие геологи.

Период появления первых палеофациальных и палеогеографических схем и обобщений по различным разделам литологии ятулийских отложений начался с 1954 г., когда была составлена первая палеогеографическая схема «ятулийского материка», предложенная Х. Вякюрюненом.

Х. Вярюнен выделял на значительной территории Карелии и Финляндии площади, занятые «континентальным» и «полным» (континентальным + морским) ятулием. При этом исследователь не рассматривает взаимоотношений указанных отложений, а заключает, что на ятулийском материке образовались кварцитовые породы фации Кайнуу и «основным геологическим агентом была не столько вода, сколько ветер». Эоловое происхождение кварцитовых пород Х. Вярюнен связывает с тем, что кварциты имеют тонкую равномерную зернистость и в них не наблюдается грубозернистых прослоев, слоистости речных потоков, глинистых осадков и т. д. По окраине ятулийского материка на схеме Вярюнена показано море, в котором отлагались карбонаты, углистые породы и т. д.

В последующие годы было предложено несколько палеофациальных или палеогеографических схем для ятулия Карелии или ее отдельных районов. Некоторые схемы содержали суммарное палеофациальное изображение для всего ятулия. Так, на карте условий ятулийского осадконакопления в Карелии, составленной В. И. Поликарповым по материалам кварцитовой партии № 22 за 1957—1960 гг., показаны антиклинорные поднятия и синклинорные зоны (по К. О. Кратцу), и на фоне их отмечены «устойчивые области разрушения в ятулийское время», участки накопления кварцевых конгломератов, гравелитов, преобладающие направления сноса обломочного материала и очерчена граница зоны устойчивого морского режима на юге Карелии.

К этому же времени были проведены литологические исследования ятулийских карбонатных пород Карелии и предложены серии погоризонтных палеофациальных схем для районов Прионежья, Суоярви, а затем и всей Южной Карелии. На этих схемах (В. А. Соколов, 1955, 1960, 1963) впервые были показаны карбонатные и кварцитовые толщи ятулия как разновозрастные, синхронные отложения. В практику литологических исследований стали внедряться новые приемы. Так, по инициативе А. В. Хабакова в 1957 г. Л. П. Галдобина провела систематические и массовые замеры падения косой слоистости в кварцитах района озер Сегозера и Селецкого и тем самым положила начало палеодинамическим исследованиям ятулия. Такого рода исследования затем широко проводились (под руководством А. В. Хабакова) группой ленинградских геологов (И. Н. Лобанов, В. З. и Т. Ф. Негруца, Л. П. Безденежных и др.). В процессе этих исследований был собран большой и интересный литологический материал. В серии публикаций И. Н. Лобанова (1962а, 1962б, 1963) дается описание типов ятулийских конгломератов вообще и кварцевых конгломератов, в частности; впервые приводятся систематика слоистых текстур в ятулийских кварцитах и ряд других литологических наблюдений.

Интересные материалы литологических исследований ятулийских конгломерато-кварцитовых толщ были опубликованы В. З. Негруца (1963). Им детально описаны типы кварцевых конгломератов и некоторых других ятулийских пород, проведено широкое площадное изучение направлений падения косой слоистости и предложены палеогеографические схемы для ятулия Карелии.

По мнению В. З. Негруца, осадкообразование здесь происходило в обособленных впадинах — бассейнах, близких по контурам современным площадям распространения ятулийских пород. К числу таких впадин — бассейнов отнесены Чирка-Кемский, Ругозерско-Сегозерский, Маслозерско-Янгозерский, Лубосалминский, Кумсинский и другие, которые заполнялись обломочным материалом, сносимым к центру впадин со всех сторон. Высказанную точку зрения, по мнению ее автора, дока-

зывают более чем 5000 замеров косой слоистости и более 200 поперечных геологических разрезов, то есть большой фактический материал по литологии ятулийских отложений. В ходе наших литологических исследований, имевших другое, чем у сотрудников бывшей Северной экспедиции, целевое задание, мы обменивались с В. З. Негруца и другими геологами материалами и совместно посещали наиболее интересные геологические объекты. Однако даже такие контакты не смогли устранить различного понимания объема ятулия, некоторых геологических взаимоотношений ятулийских толщ с доятулийскими породами, а на этой основе — и разногласий в трактовке истории ятулийского седиментогенеза.

В нашей работе учтены все опубликованные материалы по литологии ятулийских толщ, которые дополняли собранные нами фактические данные.

Ниже приводится краткая характеристика ятулийских осадочных и вулканических пород, описываются их структуры и текстуры, затем дается описание текстуры осадочных толщ и строения покровов основных пород и на этой основе, с использованием геологических данных, характеризуются фациальные условия образования ятулийских пород.

Глава 6

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЯТУЛИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

При описании геологии ятулийских образований Центральной Карелии уже отмечалось, что в разных районах развиты толщи осадочных и вулканогенных пород, удельный вес которых в составе ятулия не одинаков. В одних районах осадочные породы составляют 80—100% объема ятулийских толщ, в других — только 30—50%, а остальная часть разреза приходится на долю вулканогенных образований. Поэтому в настоящем разделе дается характеристика как осадочных, так и вулканогенных пород ятулия.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ ЯТУЛИЯ

Среди осадочных в различной степени метаморфизованных пород ятулия наиболее широким распространением пользуются конгломерато-песчаниковые, карбонатные и первичноглинистые, в небольшом количестве развиты шунгитовые, железистые и другие породы, а также древние коры выветривания. Три первые группы пород, каждая из которых представлена разновидностями, различающимися по гранулометрии, цвету, минералогическому составу, типу цемента и т. д., составляют либо различной мощности пласты, либо тонко переслаиваются друг с другом. Наряду с этим они часто связаны постепенными переходами, что обуславливает появление широкого спектра смешанных по составу пород. Поэтому в составе ятулийских толщ описано огромное количество петрографических разновидностей.

Большие трудности в диагностике и описании пород привели к необходимости классифицировать их с помощью треугольника (фиг. 28) по выбранной нами системе Н. Н. Верзилина (1962), что отмечалось выше. Описание пород дано в сжатой форме по их основным группам.

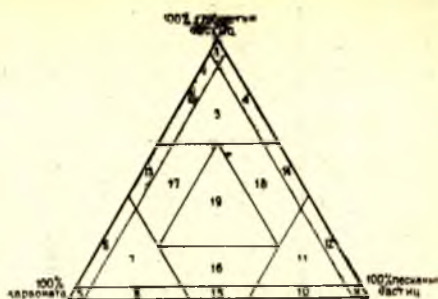
Группа конгломерато-песчаниковых пород

Независимо от состава по величине обломков породы этой группы подразделяются на: конгломераты (брекчии) с величиной обломков более 10 мм; гравелиты (в том числе щебенчатые) крупнообломочные (5—10 мм) и мелкообломочные (3—5 мм); песчаники крупнозернистые (1—3 мм), среднезернистые (0,5—1,0 мм) и мелкозернистые (0,1—

0,5 мм). В ряде случаев в составе песчаников выделялись грубозернистые (2—3 мм) и собственно крупнозернистые (1—2 мм) породы. По степени сортировки в этих породах выделяются равномернозернистые разности, включающие 70% зерен определенной размерности, и неравномернозернистые породы, которые содержат более 30—40% зерен разной величины.

По указанным признакам породы были разделены на группы при описании разрезов ятулийских толщ. Такое же разделение сохраняется ниже при характеристике разностей ятулийских пород, выделяемых по минералогическому составу.

По составу обломочного материала в описываемой группе выделяются: 1) кварцевые породы (песчаники, гравелиты, конгломераты), 2) полевошпатовые и полевошпато-кварцевые породы (песчаники, конгломераты), 3) граувакковые породы (конгломераты, гравелиты и песчаники), 4) полимиктовые породы (песчаники и гравелиты).



28. Схема классификации глинистых, песчаных и карбонатных пород (по Н. Н. Верзилину).

Кварцевые породы

В состав этой подгруппы включены породы, сложенные не менее чем на 60% кварцевым материалом различной размерности (от мелкозернистых песчаников до конгломератов). По составу цемента здесь различают разновидности с кварцевым, кварцево-слюдистым и слюдисто-кварцевым, карбонатным, карбонатно-турмалиновым цементом.

Кварцевые песчаники с кварцевым цементом и кварциты. К этой разновидности отнесены породы, в составе которых (в обломках и цементе) присутствует не более 5% примесей других минералов, то есть по составу это «чистые» кварцевые породы. В общем объеме ятулийских отложений они занимают, по грубым подсчетам, не менее 15%.

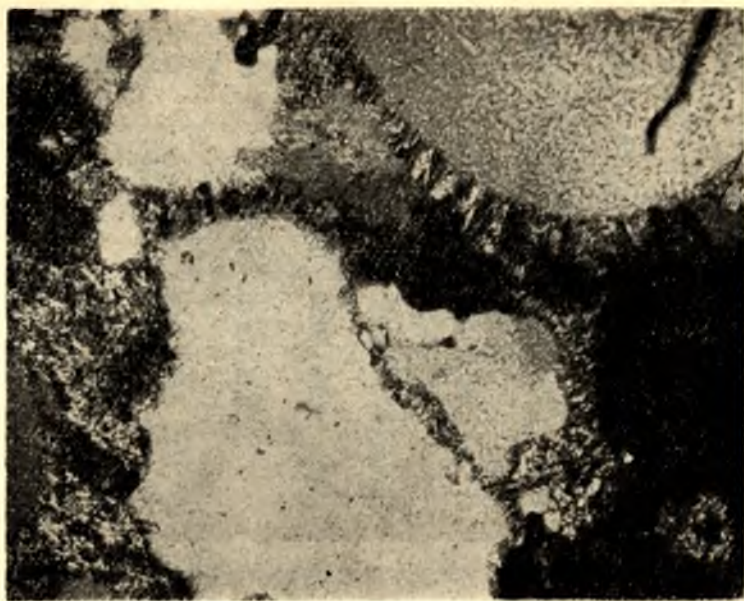
Стратиграфически кварциты, кварцито-песчаники и кварцевые песчаники составляют вторую пачку осадочной подтолщи нижнего ятулия; мощность их варьирует от 80 до 160 м. В основании пачки на территории Центральной Карелии (районы озер Елмозера, Маслозера, Метчаян-гярви, рек Воломы и Чирка-Кеми) прослежен горизонт кварцитов мощностью 20 м, содержащий SiO_2 до 98—99% (см. таблицы 2, 3). В виде маломощных прослоев они прослежены в верхах осадочных толщ среднего и верхнего ятулия. Кварциты, кварцито-песчаники и кварцевые песчаники обладают белым цветом, нередко со слабым розовым, сиреневым или зеленым оттенком. Наиболее «чистые» разности пород сложены мелко- и среднезернистыми зёрнами кварца, как правило, хорошо окатанными и отличной сортировки. Размер зерна увеличивается до крупного и гравия в юго-восточном направлении, что хорошо можно видеть на гранулометрическом профиле I—I (фиг. 144). В этом же направлении уменьшается степень окатанности и сортировки обломочного материала. Породы сложены в основном зёрнами кварца, включениями циркона, турмалина, апатита, пирита, гематита, маршита, магнетита, эпидота, ильменита, рутила.

Химические анализы кварцитов нижнего ятулия (района Нестерова гора)

№ пробы	Местонахождение	Мощность слоя, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Ппп	Сумма
218—1	г. Нестерова гора с отм. 331,3 м	13	98,42	сл.	0,99	0,21	н/опр.	0,07	н/обн.	сл.	0,10	0,07	н/обн.	99,86
218—2	"	7	98,98	0,05	0,25	0,18	—	сл.	сл.	"	0,10	0,05	0,03	99,64
218—3	"		98,86	0,04	0,50	0,16	—	н/обн.	0,24	0,08	0,20	0,07	0,03	100,18
218—4	"	20	98,70	0,06	0,50	0,14	—	сл.	0,10	0,04	0,20	0,05	0,05	99,84
218—5	"		98,96	0,05	0,34	0,13	—	н/обн.	0,12	0,04	0,10	0,04	0,04	99,82
218—5 ^a	"		98,60	0,06	0,73	0,11	—	"	0,16	0,04	0,15	0,05	0,13	100,03
218—6	"		97,88	0,06	1,18	0,18	—	"	0,18	0,06	0,25	0,04	0,13	99,96
218—7	"	12	98,58	0,08	0,69	0,11	—	сл.	0,40	0,04	0,10	0,08	0,02	100,10
218—8	"		97,80	0,07	1,34	0,17	—	"	0,16	0,04	0,30	0,05	0,12	100,05
218—9	"	4	96,84	0,11	1,68	0,22	—	0,12	0,20	0,08	0,40	0,08	0,19	99,92
218—10	"	40	98,56	0,08	0,56	0,12	—	н/обн.	0,06	0,04	0,20	0,08	0,08	99,78
218—11	"		98,74	0,10	1,20	0,20	—	сл.	0,10	0,04	0,30	0,11	0,16	99,95
Среднее содержание по разрезу		144	98,33	0,07	0,83	0,16	—	"	0,14	0,05	0,22	0,07	0,14	
Среднее содержание по чистому горизонту		20	98,78	0,05	0,52	0,14	—	"	0,15	0,05	0,16	0,05	0,06	

Химические анализы кварцитов с участка оз. Метчаянгыярви

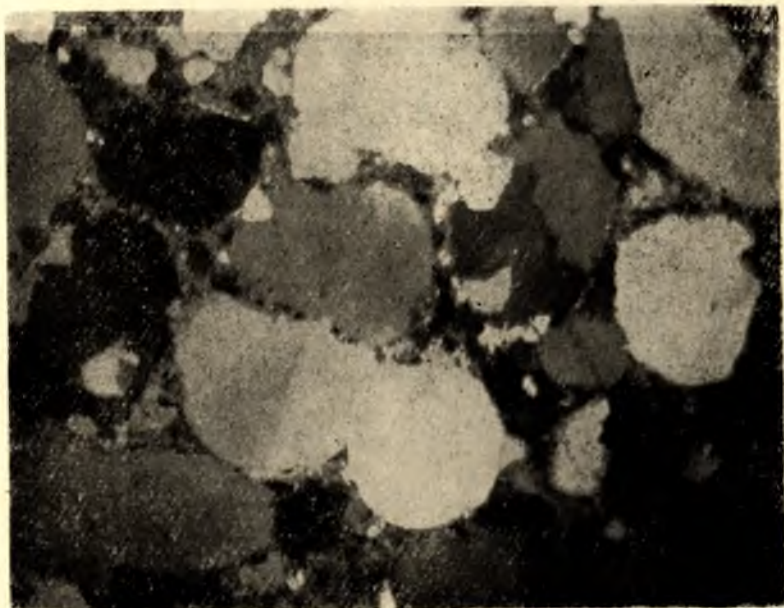
№ пробы	Местонахождение	Мощность слоя, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Ппп	Сумма
206—1	В 6 км на СЗ 340° от ручья между оз. Ян-Тят и Метчаянгярви	2,6	98,73	0,07	0,51	0,20	н/опр.	сл.	сл.	сл.	сл.	0,15	0,02	0,09	99,77
206—2			98,67	сл.	0,44	0,14	"	н/опр.	"	"	0,17	0,25	0,06	0,09	99,82
206—3		2,8	98,60	"	0,69	0,13	"	"	"	"	0,15	0,25	0,05	0,08	99,95
206—4		2,0	98,14	"	0,98	0,22	"	"	"	"	0,10	0,30	0,05	0,09	99,88
206—5		2,0	98,50	"	0,73	0,17	"	"	"	"	0,08	0,20	0,05	0,08	99,81
206—6		4,0	98,24	"	0,70	0,20	"	"	"	"	0,15	0,30	0,06	0,07	99,72
206—7		2,4	98,60	"	0,62	0,14	"	"	"	"	0,10	0,20	0,07	0,04	99,77
206—8		3,2	98,64	"	0,51	0,13	"	"	"	"	0,08	0,25	0,05	0,09	99,75
206—9		2,6	99,42	"	0,63	0,11	"	"	"	"	0,08	0,15	0,04	0,09	99,52
Среднее содержание по разрезу (общая мощность 40 м)			98,50	0,01	0,65	0,16	—	—	—	"	0,10	0,22	0,05	0,08	



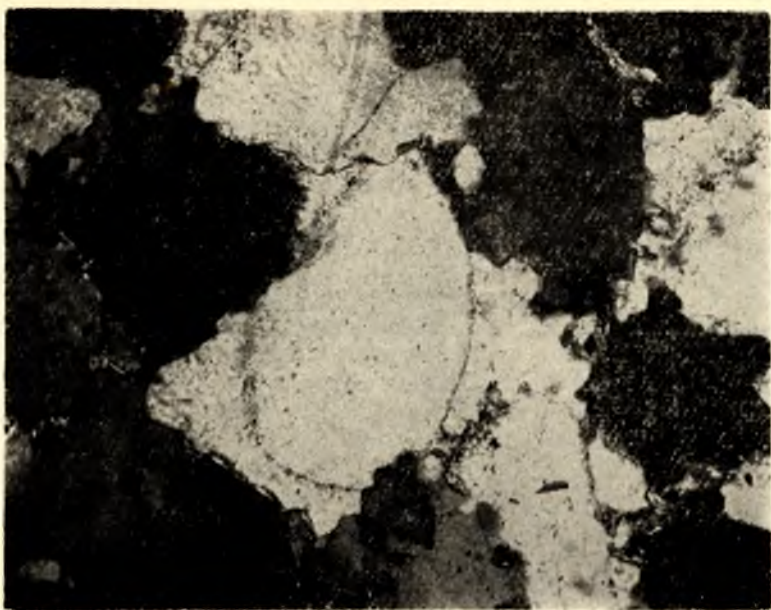
Фиг. 29. Кварцито-песчаник. Крустификационный цемент. О-в Лехта-2. Нижний ятулий.

Цемент кварцевый и, подчиненно, серицито-кварцевый, типа нарастания, выполнения и крустификационного обрастания (фиг. 29). По характеру сочленения зерен выделяются конформные, инкорпорационные и микростилолитовые срастания (А. В. Копелиович, 1965).

В кварцевых породах широко развита регенерация зерен кварца, в них устанавливается различное соотношение зерен и цемента; наблю-



Фиг. 30. Кварцевый песчаник, окатанные обломочные зерна кварца. Паданы. Нижний ятулий.



Фиг. 31. Кварцито-песчаник. Гранобластовая регенерационная структура с неясно выраженным цементом выполнения.

дается разная степень сохранности первичных контуров обломков. Это создает определенные трудности для диагностики породы и отнесения ее к метаморфическому ряду кварцевый песчаник — кварцит, так как первичные структуры осадочной породы затушевываются наложением структур метаморфических, образующихся при перекристаллизации песчаников в различных условиях. Принципы отнесения пород к ряду пес-



Фиг. 32. Кварцит. Гранобластовая зубчатая структура. Первичные контуры обломочных зерен неразличимы.

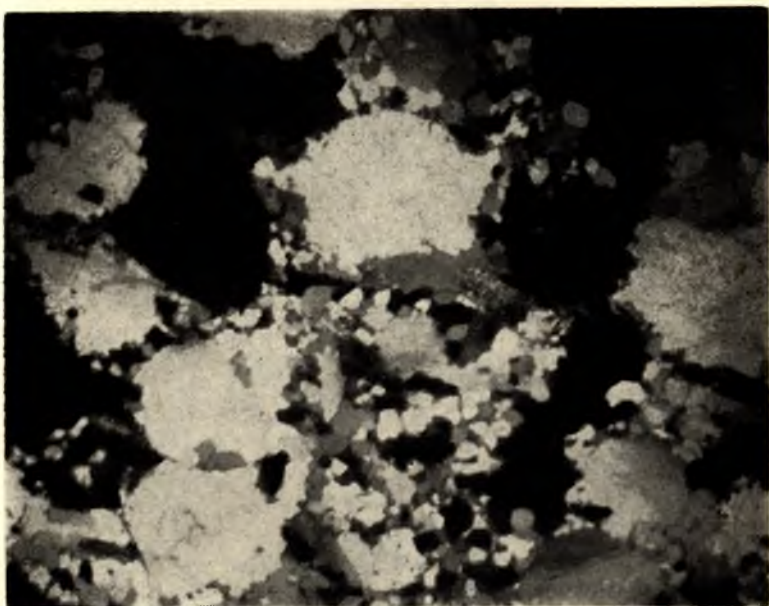
чаник — кварцит изложены в работах М. С. Швецова (1934), В. М. Тимофеева (1935).

В кварцевых песчаниках развита бластосаммитовая структура с поровым цементом (фиг. 30). Наблюдаются четкие первичные контуры обломочных зерен. Кварциты и кварцито-песчаники характеризуются гранобластовой регенерационной структурой (фиг. 31) с частичным сохранением первичных контуров зерен. Местами в кварцитах отмечаются зубчатая и мозаичная структуры (фиг. 32, 33).

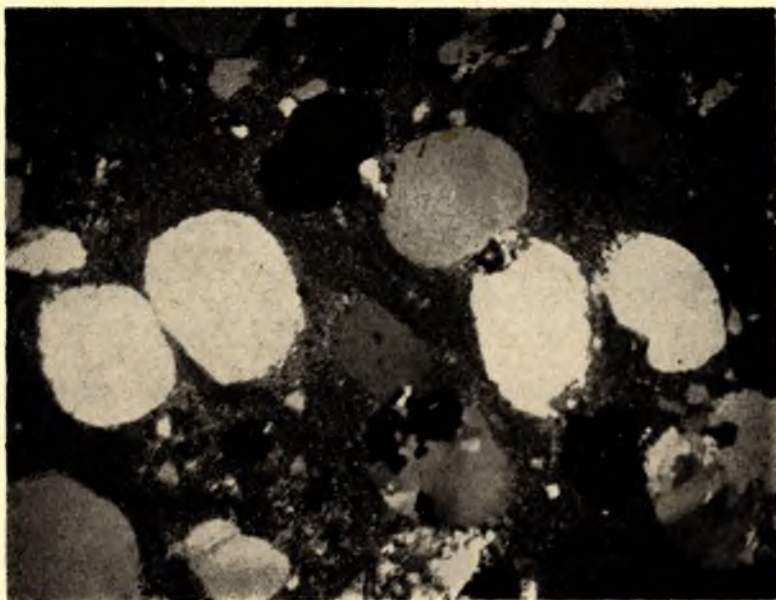
Данная разновидность пород установлена в разрезе с ритмичным строением. В подошве ритмов залегает более крупнозернистая порода с постепенным уменьшением зерна к кровле. Мощности ритмов колеблются в широких пределах, границы их нечеткие. В породах широко развита горизонтальная слоистость, редко — крупная параллельная косая. Последняя наблюдается в основании ритмов.

Формирование чистых кварцевых песков происходило за счет перемыва и переотложения нижележащих терригенных осадков первой пачки нижнего ятулия, без приноса нового материала, на значительном расстоянии от области разрушения. Осаждались отмытые кварцевые пески в условиях спокойного неглубокого бассейна со слабыми донными течениями.

Кварцевые песчаники со слюдисто-кварцевым и кварцево-слюдистым цементом. Среди ятулийских терригенных отложений породы этой подгруппы, имеющие в своем составе от 5 до 60% кварцево-слюдистого цемента, пользуются наибольшим распространением и наиболее типичны для ятулия. Они образуют слои до 5—6 м мощности, а также небольшой мощности прослои среди кварцевых песчаников и в пачках переслаивания с глинистыми сланцами и т. д. Микроскопически это светло-серые, серые, зеленовато-серые породы с мелко-, средне- и крупнозернистой структурой. Очень часто эти породы несут признаки сильного рассланцевания в направлении, параллельном



Фиг. 33. Кварцито-песчаник. Гранобластовая регенерационная структура с сохранением обломочных контуров зерен и мозаичная — без сохранения.



Фиг. 34. Кварцевый песчаник. Бластопсаммитовая структура с базальным типом цементации.

или косом к плоскости горизонтальной или косой слоистости, присущей этим породам.

Под микроскопом устанавливается бластопсаммитовая структура породы с поровым или, реже, базальным кварцево-слюдистым цементом (фиг. 34, 35). Слюдистый материал цемента представлен либо серици-



Фиг. 35. Песчаник со слюдино-кварцевым цементом. Слюдистая «борода» между кварцевыми зернами. Кварцевое зерно, с края слабо гранулировано

Химические анализы кварцито-песчаников и песчаников со слюдистым цементом

№ пробы	Местоположение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Ппп	Сумма
134—10	д. Шалговаары	91,46	н/обн.	5,55	0,25	—	—	0,37	0,14	н/обн.	1,32	0,17	0,53	99,79
134—7	— „ —	94,06	— „ —	4,25	0,21	—	—	0,10	0,28	— „ —	0,89	0,13	0,20	100,12
134—11	— „ —	93,66	— „ —	3,86	0,59	—	—	0,20	0,06	0,11	0,78	0,11	0,43	99,80
435—13	Великая Губа	95,02	— „ —	3,82	0,59	—	н/обн.	0,35	н/обн.	0,13	0,28	0,15	0,04	100,35
733—49	Кармасельга	96,59	— „ —	2,49	0,33	—	— „ —	0,20	— „ —	0,04	0,41	0,18	0,15	100,39
733—44	Кармасельга	94,28	— „ —	3,75	0,42	—	— „ —	0,45	— „ —	0,37	0,47	0,20	0,19	100,11
717—4	о. Маккансаари	95,57	— „ —	2,59	0,57	—	— „ —	0,36	— „ —	0,04	0,35	0,23	0,11	99,82
388—1 „ 6*	д. Шалговаары	92,14	0,17	4,03	0,50	0,36	— „ —	0,30	— „ —	0,11	1,45	0,15	0,52	99,73

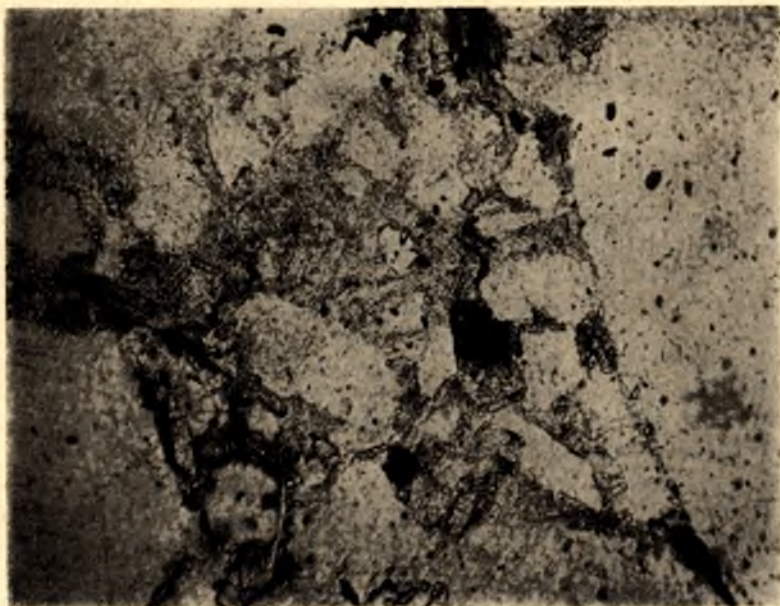
том, либо хлоритом, либо смесью этих минералов; встречаются редкие чешуйки мусковита. Обычно слюдистые минералы ориентированы в одном направлении, согласно со сланцеватостью.

В распределении песчаников с хлоритовым цементом в разрезе ятулия устанавливается прямая зависимость от состава подстилающих зеленокаменных пород. В низах нижнего ятулия хлоритовый цемент появляется в песчаниках, перекрывающих доятулийские основные породы (разрез у д. Погост, р. Янгозерки); химические анализы песчаников со слюдистым цементом приведены в табл. 4.

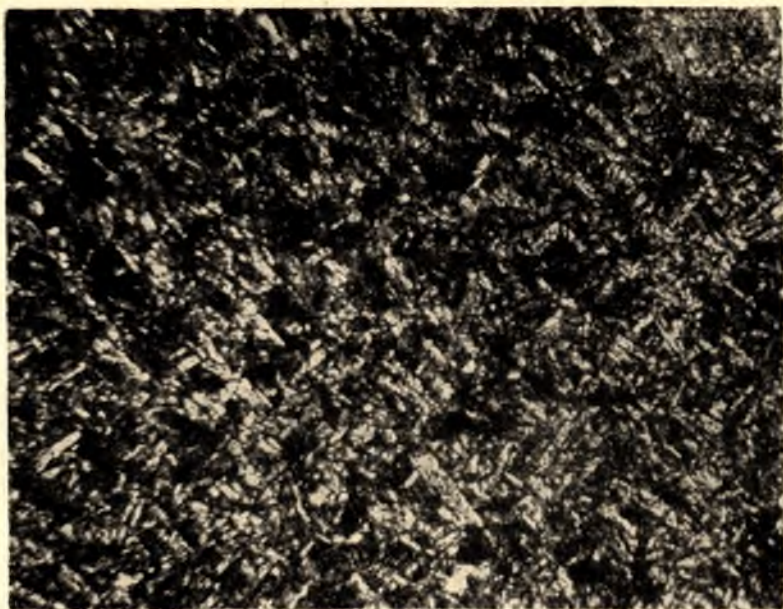
Песчаники с карбонатным цементом. В данной разновидности кварцевый обломочный материал заключен в основном в карбонатном цементе, количество которого в породе меняется от 5—15 до 25—48%.

Эти породы встречены в разном количестве в составе всех трех осадочных подтолщ. В нижнем ятулии песчаники с карбонатным цементом развиты в составе первой и четвертой пачек. В первой пачке они описаны в районе озер Сегозера — Елмозера, Янгозера — Селецкого и ряде других пунктов. В четвертой пачке песчаники с карбонатным цементом встречены в районе оз. Сегозера. В средней части разреза средней осадочной подтолщи эти породы пользуются широким распространением, образуя прослой песчаников, наиболее обогащенных карбонатом. Довольно широко песчаники с карбонатным цементом развиты в верхней осадочной подтолще и встречены почти во всех разрезах изученных нами районов.

Песчаники с карбонатным цементом преимущественно представлены среднезернистыми разностями с более или менее хорошо окатанными зернами, что присуще четвертой пачке нижнего ятулия, всему среднему ятулию и второй пачке верхнего ятулия. Для песчаников с карбонатным цементом первой пачки нижней толщи характерны более



Фиг. 36. Кварцито-песчаник с карбонатно-турмалиновым цементом.



Фиг. 37. Турмалиновый сланец.

грубозернистые и менее сортированные разности с примесью в составе обломочного материала кварцитов и различных сланцев. Обломочный материал песчаников сложен зернами кварца, иногда с небольшой примесью корродированных и разрушенных зерен полевого шпата. Акцессорные минералы представлены мелкими окатанными зернами магнетита, гематита, лимонита, лейкоксенизированного титаномагнетита, циркона, турмалина, апатита. Цемент песчаников состоит из карбонатного, слюдистого и кварцевого материала, причем количество того или иного минерала может меняться в широких пределах. Карбонат в цементе присутствует в пелитоморфной или, реже, кристаллической форме. Тип цементации в песчаниках поровый, соприкосновения, но довольно часто базальный.

Окрашивание шлифов песчаников с карбонатным цементом района озер Сегозера — Елмозера показало, что карбонатный цемент представлен существенно кальцитом, в подчиненном количестве присутствует доломит. Преобладание кальцита над доломитом наблюдается в районе восточного берега оз. Сегозера, но уже в районе северного берега оз. Елмозера отмечается преобладание в цементе песчаников доломита.

Для большинства песчаников с карбонатным цементом характерна горизонтальная слоистость, достаточно четкая, до микроритмичной. Учитывая хорошую сортировку данной разности, можно предположить осаждение песков в спокойных, замкнутых небольших водоемах с хемогенным выпадением карбоната.

Однако большая часть карбонатного материала в песчаниках первой пачки нижней толщи является вторичным, образовавшимся по полевым шпатам. В этом случае вторичный карбонат окружает зерна полевых шпатов и заливообразно заходит в углубления и трещины, а также образует псевдоморфозы по ним. Такие песчаники, как правило, имеют в основании разреза элювиально-делювиальные гранитные брекчии с прослоями карбонатных пород. Песчаникам первой пачки присущи тексту-

ры, как горизонтальнослоистые, так и крупные параллельные косослоистые. Сортировка обломочного материала песчаников при этом слабая (табл. 5).

Кварцито-песчаники с турмалиновым и карбонатно-турмалиновым цементом. Породы с поровым турмалиновым цементом описаны только в составе верхнего ятулия (в верхах первой пачки), где они образуют до трех горизонтов и прослеживаются от южного берега Сегозера, по южному и восточному берегу Елмозера до самого его северного конца. При этом, в северном направлении (в направлении сноса обломочного материала) наблюдается уменьшение количества цемента от 10—15—20% на южном берегу Сегозера до 5—7% в северном конце Елмозера. Породы с подобным турмалиновым цементом встречены также в разрезах верхней толщи Селецкой структуры в пос. Сельги и на р. Лужме.

Особенностью кварцито-песчаников с карбонатно-турмалиновым цементом является развитие турмалина в участках карбоната. Пространственно такие песчаники приурочены к местам развития песчаников с карбонатным цементом. Кварцито-песчаники с турмалиновым цементом характеризуются хорошей окатанностью обломочных зерен кварца, их сортированностью и малым количеством цемента, то есть структурной зрелостью (структурным созреванием). Цемент обычно поровый, выполнен аутигенными новообразованными мелкими, до 0,1 мм, кристалликами турмалина призматической формы (фиг. 36, 37). Кристаллы турмалина оптически одноосные, отрицательные с прямым угасанием, имеют интенсивный плеохроизм по схеме абсорбции $No > Ne$. Определения в имерсионных препаратах¹ показали, что преимущественным развитием пользуется магнезиально-железистый турмалин, соответствующий 58—60% шерловой молекулы с соотношением магния к железу 2:3. Значительно реже встречаются молекулы уваровит, шерл и эльбаит.

Рудные песчаники. Рудные песчаники (естественный шлик) широко развиты в средней части нижней подпачки первой пачки нижнего ятулия в районе озер Янгозера — Селецкого, спорадически встречаются на этом же стратиграфическом уровне в районе озер Волома и Лубоярви. Рудные песчаники прослежены здесь в гравелитах и грубозернистых песчаниках с косоволнистой пучковидной слоистостью, которую они и подчеркивают.

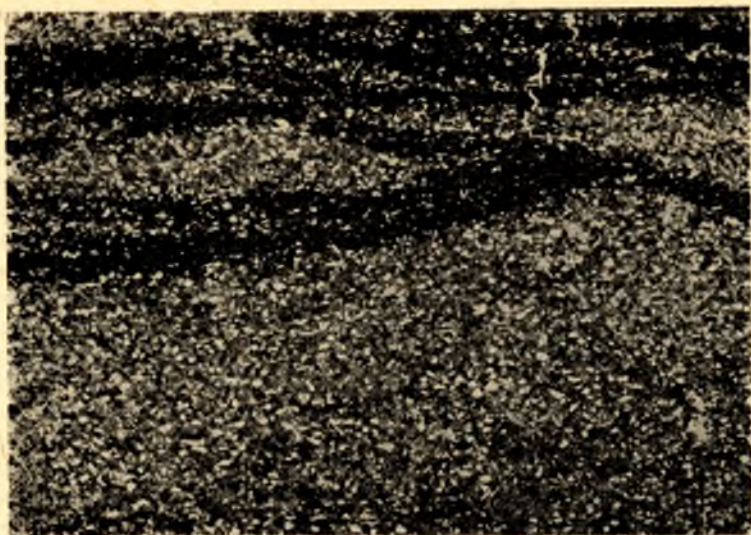
Второй горизонт этой разности прослежен в осадках нижней и средней подпачек первой пачки верхней осадочной подтолщи. При этом рудные песчаники также приурочены к гравелитам и грубозернистым песчаникам с косой слоистостью, параллельной, или слабо срезанной, и среднезернистым песчаникам с пучковидной слоистостью.

Рудные песчаники образуют тонкие слои мощностью в 1—5 мм, сложенные минералами тяжелой фракции (фиг. 38). В породе преобладает обломочный магнетит и титаномagnetит, в значительно меньшем количестве содержатся турмалин и циркон. Размер зерен довольно выдержан и варьирует в пределах 0,1—0,3 мм. Форма зерен овально окатанная. Цемент песчаника слюдистый, карбонатно-слюдистый, поровый. В песчаниках верхней толщи в цементе наблюдается обилие окислов железа в виде мелкораспыленного материала как первичного осадочного, так и образовавшегося за счет разрушения обломочных рудных зерен. Слойки рудного песчаника чередуются со слоями мощностью 1—3 см кварцевого песчаника, как правило, более крупнозернистого.

¹ Выполнены сотрудником шлиховой лаборатории Н. Д. Сыромятиной.

Химические анализы песчаников с карбонатным цементом

№ пробы	Местоположение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Ппп	Сумма
2721—76	оз. Акконъярви. Нижний ятулий	65,54	н/обн.	7,92	0,61	0,50	0,20	4,78	6,92	1,68	1,63	0,12	10,16	100,06
338—22	оз. Пизанец. Нижний ятулий	75,23	0,15	12,02	1,63	0,17	0,09	2,05	1,78	0,41	4,00	0,24	2,68	100,45
2663—5	Воттовара. Нижний ятулий	66,31	0,18	15,20	1,57	2,99	0,05	3,59	2,23	0,25	3,15	0,21	4,80	100,53



Фиг. 38. Рудный песчаник.

Кварцевые конгломераты и гравелиты. Конгломераты и гравелиты были предметом специального тематического изучения, которое в течение многих лет проводили И. Н. Лобанов (1962а, 1962б), В. З. Негруца (1963, 1966) и др. Поэтому мы ограничимся лишь краткой характеристикой кварцевых конгломератов и гравелитов, отсылая читателя за более полными сведениями о них к указанной выше литературе.

Конгломераты и гравелиты пользуются значительным распространением в составе ятулийских толщ по всей площади их развития. Они образуют либо хорошо выдержанные горизонты в основании осадочных подтолщ, либо маломощные прослои в разрезах отдельных пачек.

Кварцевые конгломераты и гравелиты принимают различное участие в строении подтолщ и пачек. В нижней подтолще района оз. Сегозера эти породы составляют от 2 до 32% разреза первой пачки, до 17% — второй и от 10 до 17—20% третьей пачки. В средней осадочной подтолще конгломераты составляют 3—4% от общей мощности. В верхней толще первой пачки от 2—10 до 18—30%. В районе Прионежья количество кварцевых конгломератов и гравелитов возрастает, и в нижней осадочной подтолще они составляют от 20—26 до 33—47%.

Наибольшее количество кварцевых конгломератов встречено в районе оз. Маймъярви в основании нижнего ятулия, где общая мощность их достигает 200 м. По форме, размеру, расположению галечного и валунного материала и составу примесей среди кварцевых конгломератов и гравелитов выделено несколько разновидностей.

Крупногалечные кварцевые конгломераты. Кварцевые конгломераты, крупногалечные до мелковалунных, прослежены в основании нижней осадочной толщи ятулия, где они заполняют впадины древнего рельефа (фиг. 9), достигая мощности 20—200 м (район оз. Маймъярви, Прионежье), или образуют сравнительно маломощные прослои в 2—6 м (район д. Погост, пос. Гумарино).

Конгломераты имеют светло-серый, серый и темно-серый цвет с различными оттенками, зеленоватыми, буроватыми вплоть до пестроокрашенных. Размер обломочного материала колеблется от 1 до 5—10 см, редко до 15 см. Количество галек в прослоях (сгруженность) не посто-

янна, от редкогалечных конгломератов с 5—10% галечного материала до конгломератов с плотным соприкосновением галек, до 90% их присутствия в породе. Обычная сгруженность для конгломератов Прионежья, например, составляет 60—70% от общего объема породы. Хорошо окатанные фрагменты составляют 40—50%, угловато-окатанные — до 40% и угловатые — до 10%. По форме в конгломератах преобладают изометричные гальки и овально-удлиненные, плоские гальки редки. Гальки конгломератов представлены жильным кварцем белого, серого, дымчатого, розового и других цветов, составляющим до 95% обломочного материала.

Гальки кварцита, гранита, сланца в сумме не превышают 5%. В конгломератах района оз. Маймъярви встречены гальки железистых кварцитов, составляющие 10 и даже 20% массы обломочного материала.

Количество цемента в кварцевых конгломератах изменяется от 10 до 70%. Цемент базального типа выполнения, поровый и соприкосновения. Состав цемента кварцево-серицитовый или кварцево-серицито-хлоритовый, что зависит от подстилающих пород. Акцессорные минералы конгломератов представлены цирконом, апатитом, гранатом, амфиболом, пироксеном, эпидотом, гематитом, мартитом, ильменитом, лейкоксеном, лимонитом, малахитом, магнетитом.

Для крупногалечных конгломератов основания нижнего ятулия прослежена крупная параллельная косая слоистость, где слои конгломерата чередуются со слоями песчаника (район пос. Гумарино). В разрезах данных образований наблюдается нечеткая крупная ритмичность. Ритмы мощностью несколько метров сложены в подошве крупногалечным материалом довольно плотной упаковки, в кровле ритма количество его уменьшается до редких галек.

Формирование данных пород происходило в сильно подвижной среде с обильным поступлением обломочного материала, быстрой обработкой и разрушением его.

Мелкогалечные кварцевые конгломераты и гравелиты с серицито-кварцевым цементом. Мелкогалечные кварцевые конгломераты сложены гальками размером 1—2 см, хорошо сортированными, окатанными и имеющими овально-удлиненную форму. Конгломераты в виде довольно выдержанных прослоев мощностью до 0,3—1,0 м широко развиты в верхней части первой пачки нижнего ятулия районов озер Селецкого, Энингилампи и района северного Прионежья (г. Медвежьегорск, д. Плакковаара), а также, подчиненно, среди кварцито-песчаников второй пачки нижней толщи в районах южного и восточного берегов оз. Сегозера и северного Прионежья.

Конгломераты светло-серого цвета, нередко с красноватым оттенком. Гальки представлены кварцем, кварцитом и местами железистым кварцитом. Цемент серицито-кварцевый, типа выполнения. Гальки имеют овальную форму и слабо ориентированы вдоль слоистости. Они окатаны или угловато окатаны. Упаковка галек в слоях плотная. Прослои и линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов мощностью 10—15 см чередуются с песчаниками, обладающими мелкой параллельной косой слоистостью или косоволнистой, пучковидной. В последнем случае слоистость подчеркивается слоями из окатанных зерен рудных минералов (естественный шлик). В строении разрезов наблюдается нечеткая мелкая ритмичность. В подошве ритмов залегает мелкогалечный конгломерат и гравелит, в кровле — средне- или крупнозернистый песчаник. Осаждению конгломератов, видимо, способствовали прибрежные условия с наличием береговых течений и волн.

Кварцевые гравелиты и мелкогалечные конгломераты с карбонатным цементом. Породы данной разновидности прослежены в разрезах третьей пачки нижнего ятулия района озер Сегозера — Елмозера — Селецкого и первой пачки верхнего ятулия того же района. Гравелиты и конгломераты сложены хорошо отсортированными и окатанными гравием и галькой размером 0,5—1,0 см. Галька и гравий представлены жильным кварцем и сахаровидным кварцитом. Состав аксессуарий гравелитов нижнего ятулия беден и представлен цирконом, турмалином, магнетитом, гематитом, эпидотом. Аксессуарный состав гравелитов верхнего ятулия значительно богаче¹.

Цемент серицито-кварцево-карбонатный и карбонатный. Широко развит в цементе кристаллический карбонат в виде ромбоидальных кристаллов или крупных кристаллов с полисинтетическим двойникованием, образующих пойкилитовую структуру.

Слои гравелитов и конгломератов чередуются со слоями песчаников с кварцево-серицитовым цементом, обладающими мелкой параллельной косой слоистостью, разнонаправленной в соседних слоях.

Как уже было указано выше, гравелиты и мелкогалечные конгломераты верхнего ятулия отличны в своем вещественном составе. В них более разнообразен состав аксессуарных минералов, в цементе наблюдается значительная примесь хлорита, что зависит от поступления в осадок материала разрушенных эффузивных пород среднего ятулия. В этих породах наблюдается и большее разнообразие текстурных признаков, местами встречается косая срезающая и даже перекрестная слоистость. Видимо, осадки частью формировались в условиях прибрежно-аллювиальных.

Полевошпатовые и аркозовые (полевошпатовые и полевошпато-кварцевые) породы

К этой подгруппе относятся гранитные и кварцево-гранитные конгломераты и брекчии, кварцево-полевошпатовые и полевошпатовые (аркозовые) песчаники, породы, содержащие в своем составе обломки гранита и зерна полевого шпата в различных количествах.

Кварцево-полевошпатовые и полевошпатовые песчаники. Среди песчаников по процентному содержанию полевого шпата выделяются:

- 1) полевошпато-кварцевые песчаники (полевого шпата до 5%);
- 2) кварцево-полевошпатовые песчаники (полевого шпата до 10—15%);
- 3) полевошпатовые (аркозовые) песчаники (полевого шпата от 25 до 50%) (табл. 6).

Характер распределения полевошпатовых разностей в вертикальном разрезе ятулия показан на фиг. 39. В нижнем ятулии полевошпатовый материал наблюдается в основании подтолщи; содержание его постепенно убывает к кровле первой пачки. Отложения второй (кварцевой) пачки нижней подтолщи, как правило, не содержат или содержат очень мало полевошпатового материала. Далее полевошпатовый материал полностью отсутствует в породах третьей пачки и вновь появляется в песчаниках четвертой пачки, отражая регрессивную часть разреза нижней осадочной подтолщи.

¹ Представлен цирконом, апатитом, пиритом, гранатом, амфиболом, эпидотом, сфеном, турмалином, биотитом, гематитом, мартитом, ильменитом, лейкоксеном, халькопиритом, магнетитом, цеолитом.

Химические анализы полевошпатовых (аркозовых) и полевошпато-кварцевых песчаников

№ пробы	Местонахождение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Ппп	Сумма
366—12	Участок оз. Мотко	77,97	0,08	11,89	0,94	0,36	н/обн.	0,42	0,08	0,80	6,07	0,36	0,67	99,64
366—22	"	78,51	0,12	12,18	1,78	0,20	сл.	0,35	0,12	0,21	5,21	0,12	1,42	100,22
366—28	"	90,54	0,13	4,94	1,04	0,28	"	0,07	0,50	0,08	2,05	0,14	0,45	100,22
366—37	"	89,41	0,09	5,64	1,24	0,37	"	н/обн.	0,14	0,08	2,45	0,23	0,53	100,18
366—46	"	91,48	0,02	4,82	0,27	0,24	"	"	0,10	0,08	2,50	0,15	0,36	100,02
210—1	р. Янгозерка ю-в пос. Гумарино	79,80	0,20	10,96	1,20	0,22	0,03	0,75	сл.	1,90	2,97	0,14	1,37	99,54
210—2	"	79,98	0,13	11,35	0,54	0,14	0,03	1,05	0,12	1,25	3,94	0,06	1,35	99,94
210—3	"	76,24	0,18	12,84	0,86	0,29	"	1,44	0,12	0,91	5,00	0,19	1,67	99,74
210—4	"	81,92	0,20	10,16	0,50	0,14	0,03	1,13	0,26	0,50	3,88	0,14	1,31	100,17
210—5	"	74,88	0,16	13,82	0,88	0,22	"	1,41	0,10	0,62	5,80	0,14	1,73	99,76
212—1	с-з берег оз.Пизанец	77,60	0,16	11,87	0,57	0,29	0,10	0,10	0,83	1,35	5,80	0,18	0,81	99,56
212—2	"	78,76	0,16	11,41	0,89	0,36	"	0,11	0,16	1,20	5,20	0,16	0,79	99,50
212—3	"	74,08	0,20	14,54	0,42	0,14	"	0,69	сл.	1,35	7,00	0,09	1,11	99,62
212—4	"	77,60	0,16	12,60	0,41	"	"	0,36	0,18	1,75	5,80	0,16	0,71	99,84
212—5	"	74,40	0,13	14,62	0,45	"	"	0,39	0,36	1,45	7,74	0,17	0,78	100,49
212—6	"	78,44	0,14	11,99	0,43	"	"	0,34	0,14	0,91	6,00	0,15	0,99	99,58
212—7	"	79,14	0,23	11,15	0,98	0,22	0,05	0,38	0,18	0,55	5,75	0,04	1,19	99,86
212—8	"	77,90	0,18	10,79	0,89	0,36	"	0,36	1,96	0,50	5,70	0,11	1,70	100,45
212—9	"	78,52	0,15	11,87	0,58	"	"	0,45	0,68	0,75	6,50	0,16	0,79	100,45
212—10	"	80,78	0,07	9,45	0,88	0,22	"	0,33	0,86	0,58	5,00	0,17	1,30	99,64

Наибольшее развитие песчаники полевошпатовых разностей получили в отложениях средней осадочной подтолщи, где они составляют до 20% обломочной части пород.

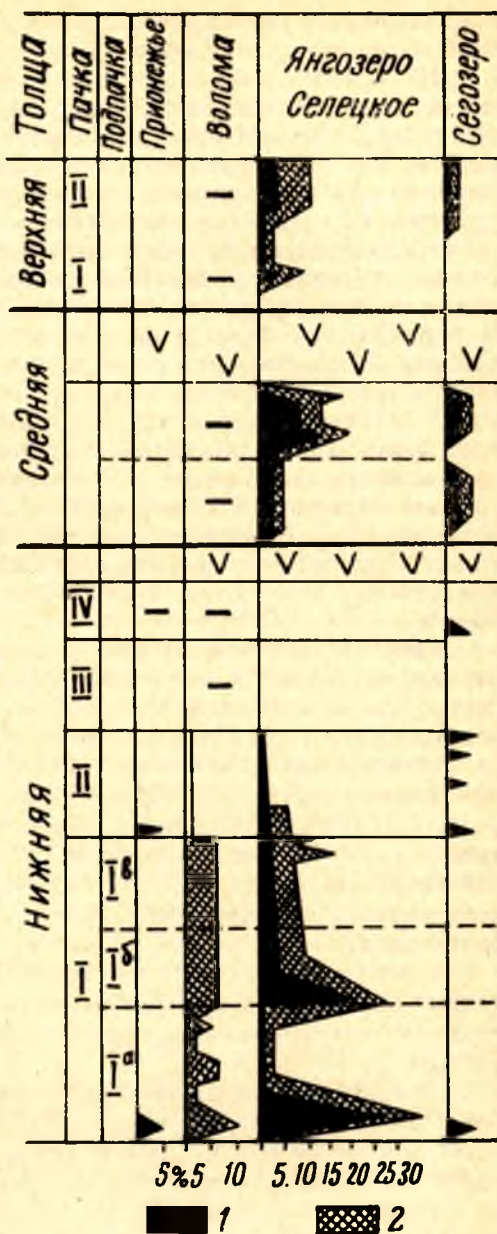
В отложениях верхней толщи полевошпатовый материал встречен во второй пачке по всей площади развития этих пород. Макроскопически кварцево-полевошпатовые и полевошпато-кварцевые песчаники не отличаются от бесполевошпатовых и обладают светло-серой окраской с зеленоватым или розоватым оттенком.

Полевые шпаты представлены плагиоклазом (олигоклазом) и микроклином. Плагиоклаз более интенсивно изменен, нежели микроклин. Плагиоклаз обычно замутнен, переполнен чешуйками серицита, иногда до полного замещения агрегатами тонкочешуйчатого серицита. Наблюдались обломочные зерна плагиоклаза с зональной структурой, периферические зоны которых — светлые и чистые, центральная — загрязненная. Периферические зоны таких образований представлены альбитом, внутренняя же часть соответствует олигоклазу (альбитизация плагиоклаза). В некоторых случаях наблюдалась альбитизация плагиоклаза по трещинам.

Кроме того, полевые шпаты подвергаются замещению карбонатом, биотитом, хлоритом.

В микроклине обычно хорошо выражена решетчатая структура, встречается микроклин с пертитовыми вростками. Иногда образуется кайма, которая теряет присущую обломочному зерну двойниковую структуру и приобретает характерный для анортклаза малый угол оптических осей, отличаясь от обломочного зерна своей оптической ориентировкой.

Полевошпатовым и кварцево-полевошпатовым песчаникам присущи гранобластовые и blastsаммитовые структуры. По количеству цемента выделяются песчаники с поровым и базальным цемен- тами. Полевошпатовые и полевошпато-кварцевые песчаники ятулия формировались



Фиг. 39. Схема распространения полевых шпатов в терригенных осадках ятулия:

1 — плагиоклаз; 2 — микроклин.

в различных фациальных условиях, на различном расстоянии от областей сноса и за счет различных материнских пород.

На основе анализа состава полевых шпатов, степени их окатанности, сортировки и разрушения, характера замещения зерен, текстур выявились литологические особенности песчаников в каждом отдельном случае. Так, полевошпатовые и кварцево-полевошпатовые песчаники нижнего ятулия, связанные непосредственно с древними корами выветривания на гранитах или с гранитными элювиальными брекчиями (район г. Медвежьегорска, восточный берег оз. Сегозера и др.), сложены остроугольными и угловатыми зернами полевых шпатов и угловато-окатанными зернами кварца. Обломочный материал плохо отсортирован. В породах наблюдается быстрое изменение полевых шпатов вверх по разрезу до превращения породы в кварцевый песчаник с обилием серицита. Степень изменения полевых шпатов от 0 до 100%, зерна плагиоклаза замутнены, часто сохраняются лишь реликты. Замещается плагиоклаз серицитом, карбонатом, кварцем и хлоритом. Состав плагиоклаза — альбит-олигоклаз № 6—15, зависит от характера подстилающего гранита. Микроклин сохраняется несколько лучше плагиоклаза, местами остается микроклиновая решетка, замещается микроклин карбонатом и серицитом. Акцессорные минералы представлены цирконом, магнетитом, гематитом, турмалином, лейкоксеном, апатитом, рутилом.

Кварцево-полевошпатовые и полевошпатовые песчаники нижнего ятулия, заполняющие глубокие долины древнего рельефа и связанные постепенными переходами с кварцево-гранитными конгломератами, известны в районах д. Плакковаара, северо-восточного берега оз. Сегозера, оз. Энингилампи. Обломочный материал угловато-окатанной и окатанной формы, сортирован. Среди полевых шпатов изменено не более 10, редко до 50%. Плагиоклаз альбит-олигоклаз № 9—15 четко сохраняет свои первичные контуры. Микроклин обладает микроклиновой решеткой, слабо замещается серицитом и кварцем. В породах широко развита крупная косая параллельная слоистость и крупная горизонтальная.

Сочетаясь в разрезах с кварцево-гранитными конгломератами, песчаники образуют грубую ритмичность. В подошве ритмов залегает конгломерат или грубозернистый песчаник, сменяясь к кровле среднезернистым.

Полевошпато-кварцевые песчаники верхней части первой пачки (оз. Маймъярви), второй пачки (восточный берег оз. Сегозера) и, далее, четвертой пачки (оз. Сегозеро) нижнего ятулия появляются в разрезах после длительного отложения кварцевых песков, при этом развитие их на площади ограничено. Состав полевых шпатов в каждом случае специфичен. В районе оз. Маймъярви полевые шпаты представлены только плагиоклазом хорошей сохранности и сортировки. В районе восточного берега оз. Сегозера в кварцито-песчаниках наблюдается лишь микроклин. В песчаниках четвертой пачки нижнего ятулия состав полевых шпатов смешанный. Появление подобных пород в разрезе ятулийских образований указывает на периодическое обновление области сноса. Полевошпатовые (аркозовые) и полевошпато-кварцевые песчаники средней осадочной подтолщи имеют широкое развитие по всей площади Центральной Карелии. Наибольшее содержание зерен полевых шпатов наблюдается в средней части разреза, достигая 25% от общей массы обломочных зерен. Зерна полевых шпатов хорошо окатаны и имеют свежий, неизменный облик. Полевой шпат в песчаниках района оз. Сег-

озера представлен плагиоклазом-олигоклазом. В цементе породы присутствуют серицит, кварц, карбонат и, реже, хлорит. Песчаники средней толщи района оз. Селецкого и Янгозера содержат зерна плагиоклаза-олигоклаза и микроклина с четкой микроклиновой решеткой. Контуры зерен полевых шпатов слабо корродированы серицитом. Цемент песчаников серицито-кварцевый и серицито-карбонатно-кварцевый. В песчаниках данной разновидности широко развита горизонтальная слоистость, реже — параллельная крупная косая и косоволнистая.

Развитие полевошпатовых песчаников на большой площади, значительное содержание и состав полевых шпатов в них указывает на наличие в период их формирования обширной и длительно существовавшей области сноса, сложенной различными по составу гранитами. Характер текстур, хорошая сортировка, окатанность и сохранность обломочного материала позволяют предположить их накопление на дне спокойного неглубокого бассейна.

Гранитные и кварцево-гранитные конгломераты, конгломерато-брекчии и брекчии. Гранитные и кварцево-гранитные конгломераты, конгломерато-брекчии и брекчии прослежены в основании ятулийских толщ в пластах, залегающих на гранитах или гранито-гнейсах. Величина и степень обработки обломочного материала этих пород зависит от условий их образования.

Валунные гранитные конгломераты хорошо прослежены в районе горы Эннингвара, д. Плаковаара и Глухой губы оз. Сегозера. Конгломераты залегают в подошве крупных ритмов, имеют мощность до 2—4 м и обладают крупной косой параллельной слоистостью.

Валуны гранита, достигающие в диаметре 0,5 м, окатанной (округлой, овальной) или угловатой формы, более мелкие обломки обработаны хорошо. Гранит валунов состоит из кварца, агрегатов серицита, реже — хлорита, замещающих полевые шпаты, реликтов плагиоклаза. Конгломераты содержат до 70% обломочного гранитного материала, меньше жильного кварца, редко — кварцево-серицитовый сланец. Цемент породы мелкогалечный, гравелитовый, состоит из кварца, полевого шпата, замещенного серицитом, и мелкозернистого кварцево-карбонатного кварцево-серицитового агрегата. Валунный конгломерат сменяется в вертикальном разрезе галечными конгломератами и аркозовыми песчаниками.

Конгломерато-брекчии гранитного и кварцево-гранитного состава известны в районе о-ва Гриданосари оз. Сегозера, оз. Куйкъярви, мыса Бригун-наволока оз. Сундозера. Обломочный материал имеет угловато-окатанную или угловатую форму, представлен гранитом (о. Гриданосари) или гранито-гнейсом (мыс Бригун-наволока), жильным кварцем, редко — микроклиновым пегматитом. Сортировка материала или отсутствует (мыс Бригун-наволока), или слабая. В строении разреза о-ва Гриданосари наблюдается ритмичность. При этом в подошве ритма залегают гранитно-кварцевые конгломерато-брекчии с крупной косой параллельной слоистостью, сменяющиеся в кровле аркозовыми гравелитами и песчаниками. Цемент конгломерато-брекчий аркозовый.

Мелкообломочные гранитные брекчии залегают непосредственно на гранитах в районе оз. Пизанец и Глухой губы оз. Сегозера. В последнем случае они сменяются по простираению конгломерато-брекчиями и конгломератами. Порода состоит из обломков гранита угловатой и остроугольной формы, размером до 2—15 см. Цемент брекчии мелкощебенчатый, аркозовый, ожелезненный, нередко с карбонатом; в последовательности наложения прослежена мелкая ритмичность.

Граувакковые конгломераты, гравелиты и песчаники

К данной подгруппе отнесены разновидности, содержащие перемытый обломочный материал эффузивных и туфогенных пород, широко развитые в подошве верхней осадочной подтолщи ятулия района озер Сегозера — Елмозера. Граувакковые конгломераты и гравелиты залегают на слабovolнистой выветрелой поверхности диабазов либо на размытой поверхности мандельштейнов, имеющих небольшие карманы, которые заполнены мелкогалечными граувакковыми конгломератами, либо иногда на туфогенных породах, перекрывающих верхние пласты диабазов.

Породы этой разновидности обладают зеленой и зеленовато-серой окраской и сложены грубообломочными породами, среди которых преобладают мелкогалечные конгломераты. Мощность прослоев граувакковых разностей колеблется от 0,15 до 1,0 м.

Обломочный материал в конгломератах, гравелитах и песчаниках представлен кварцем, диабазом (мандельштейном), эпидозитом, кремнистой породой (силицитом), туфом, алевро-туффитом. При этом обломочный материал основных пород менее окатан, чем кварц. Структура пород псефито-псаммитовая с псаммито-алевритовой структурой цемента. Цемент представлен песчинками кварца и основных пород и перетертой мелкозернистой массой с крупными конвертообразными новообразованными кристаллами сфена.

Граувакковые породы обладают слоистостью в параллельных мелких сериях с однонаправленной косо́й слоистостью, серии следуют друг за другом. Сортировка материала слабая. В кровле слоев на конгломератах, гравелитах и песчаниках залегают алевролиты или сланцы, содержащие также материал разрушенных основных пород.

Полимиктовые песчаники и гравелиты

В эту подгруппу отнесены гравелиты и песчаники подошвы средней осадочной подтолщи, содержащие в своем составе обломочный материал вулканогенных и гранитных пород. Таким образом, формирование этих пород происходило за счет поступления гранитного материала дальнего переноса и близкого переми́ва и переотложения вулканогенных пород. Полимиктовые гравелиты и песчаники налегают на сильно выветрелые основные эффузивы нижнего ятулия. Мощность прослоев от 0,4—0,7 до 1,2 м.

К данной подгруппе пород следует отнести также и полимиктовые песчаники, распространенные в нижней части разреза первой пачки нижней толщи ятулия в районе к северо-востоку от оз. Акконъярви. В состав этих песчаников входит материал разрушенных нижнепротерозойских зеленых сланцев и кислых эффузивов, а также гранитный материал, представленный плагноклазом, микроклином и кварцем.

Группа карбонатных пород¹

Карбонатные породы терригенного ятулия стратиграфически приурочены к верхней осадочной толще, в составе которой они слагают прослой среди песчаников мощностью до первых десятков сантиметров или

¹ Здесь дается характеристика карбонатных пород Сегозерского и Елмозерского типов разреза ятулия.

же, завершая разрез ятулийских отложений, образуют самостоятельные залежи, мощность которых достигает нескольких десятков метров.

В незначительном масштабе карбонатные породы развиты в низах нижней толщи (Глухая губа), где они цементируют мелкощебенчатую гранитную конгломерато-брекчию.

Карбонатные породы, образующие прослои среди песчаников первой и второй пачек верхней толщи, встречены на о-ве Макконсаари и на южном берегу оз. Елмозера. Карбонатные породы, завершающие разрез ятулия, встречены на южном берегу оз. Селецкого, в районе пос. Гумарино, на островах озера Сегозера — Дюльмяки и Северинсаари. В районе оз. Елмозера они прослежены почти от самого южного берега озера в северо-западном направлении по отдельным островам (Лавошори, Янишори) до Елмозерского месторождения известняков, прослеживающегося на 2 км по левому берегу речки, вытекающей из оз. Керкесламби. Далее на север карбонатные породы встречены только в северном конце оз. Елмозера на небольшом острове у Шукогоры.

Среди карбонатных пород по составу выделяются известняки и доломиты. Доломиты встречаются в виде пластовых тел среди известняков (Елмозерское месторождение) и образуют самостоятельные залежи (о-в Дюльмяки, Северинсаари, северный конец Елмозера). Доломиты — это чаще всего мелкозернистые породы, розоватые, красноватые, разных оттенков, сахаровидные, иногда с раковистым изломом и неотчетливой слоистостью в районе Елмозерского месторождения и с хорошо выраженной слоистостью на о-ве Дюльмяки.

Слоистость (горизонтальная и волнистая) имеет абиогенный (различие в цвете, зернистости, характере минеральных примесей и т. п.) и биогенный (строматолитовый) характер. Мощность слоев — от 5—10 до 1,5—3 м.

Состоят доломиты из 80—90% доломита, 5—10% кварца, либо обломочного, либо вторичного, серицита в количествах, не превышающих 2—3%, и рудного материала. Порода, как правило, имеет мозаичную структуру, массивную текстуру, иногда сланцеватую. Некоторые разновидности доломитов характеризуются гранобластовой, среднезернистой мозаичной структурой и массивной текстурой. Химический состав доломитов для Елмозерского месторождения (среднее по 3 анализам) следующий: CaO — 30,7%, MgO — 16,45%, М.Н.О. — 10,77%.

Известняки наибольшим распространением пользуются на Елмозерском месторождении. Известняки — это мелкозернистые породы серого, светло-серого, розоватого цвета, обычно кварцевые, среди которых выделяются разновидности с окатанными зернами кварца (1—1,5 мм) красного цвета. По текстурным особенностям выделяются неяснослоистые, слоистые, пятнистые известняки.

Известняки состоят из кальцита, кварца, доломита, слюды, рудного материала.

Кальцит составляет основную массу породы, форма зерен неправильно-многоугольная, несколько вытянутая, размер до 0,5 мм. Доломит встречается в виде прослоев, скоплений зерен неправильной формы, а также в виде единичных зерен, разбросанных среди массы кальцита. Форма зерен доломита изометричная, реже ромбическая, размер около 0,1 мм. Химический состав известняков Елмозерского месторождения для «нижнего пласта» (среднее из 6 анализов): CaO — 50,03%, MgO — 1,17%, М.Н.О. — 9,01%; для «верхнего пласта» (среднее из 23 анализов): CaO — 34,95%, MgO — 2,98%, М.Н.О. — 29,01%.

Для карбонатных пород, залегающих среди песчаников, характерно большее содержание обломочного кварца, серицита, обломочного руд-

ного материала, чем для карбонатных пород, завершающих разрез ятулия. Кроме того, для последних намечается уменьшение терригенной примеси в северном направлении, где карбонатные породы представлены более чистыми и равномернозернистыми доломитами, почти не содержащими рудного материала и обломочного кварца.

Акцессорные минералы ятулийских обломочных пород

Некоторое представление о составе и распределении акцессорных минералов тяжелой фракции в составе обломочных пород из ятулийских толщ дает материал по 758 протолочным пробам, проанализированный минералогами Н. Д. Сыромятиной (51 проба), Т. К. Николаевской (65 проб) и полученных в минералогической лаборатории ВИРГа.

Акцессорные минералы в

Стратиграфические горизонты	Кол-во проб	Кол-во минералов	Группа сквозных минералов	
			Минералы, присутствующие во всех горизонтах	Минералы, характерные для отдельных горизонтов
Верхняя толща ятулия	68	82	циркон,	апатит, турмалин, лимонит, мартит, гематит
Средняя толща ятулия	39	26	апатит,	апатит, турмалин, эпидот
III—IV пачки нижней толщи ятулия	8	21	турмалин,	—
II пачка нижней толщи ятулия	38	27	пирит,	
I пачка нижней толщи ятулия	586	43	гематит, лимонит, гранат,	магнетит, циркон, мартит
Сариолийские конгломераты	21	24	эпидот, магнетит, мартит	

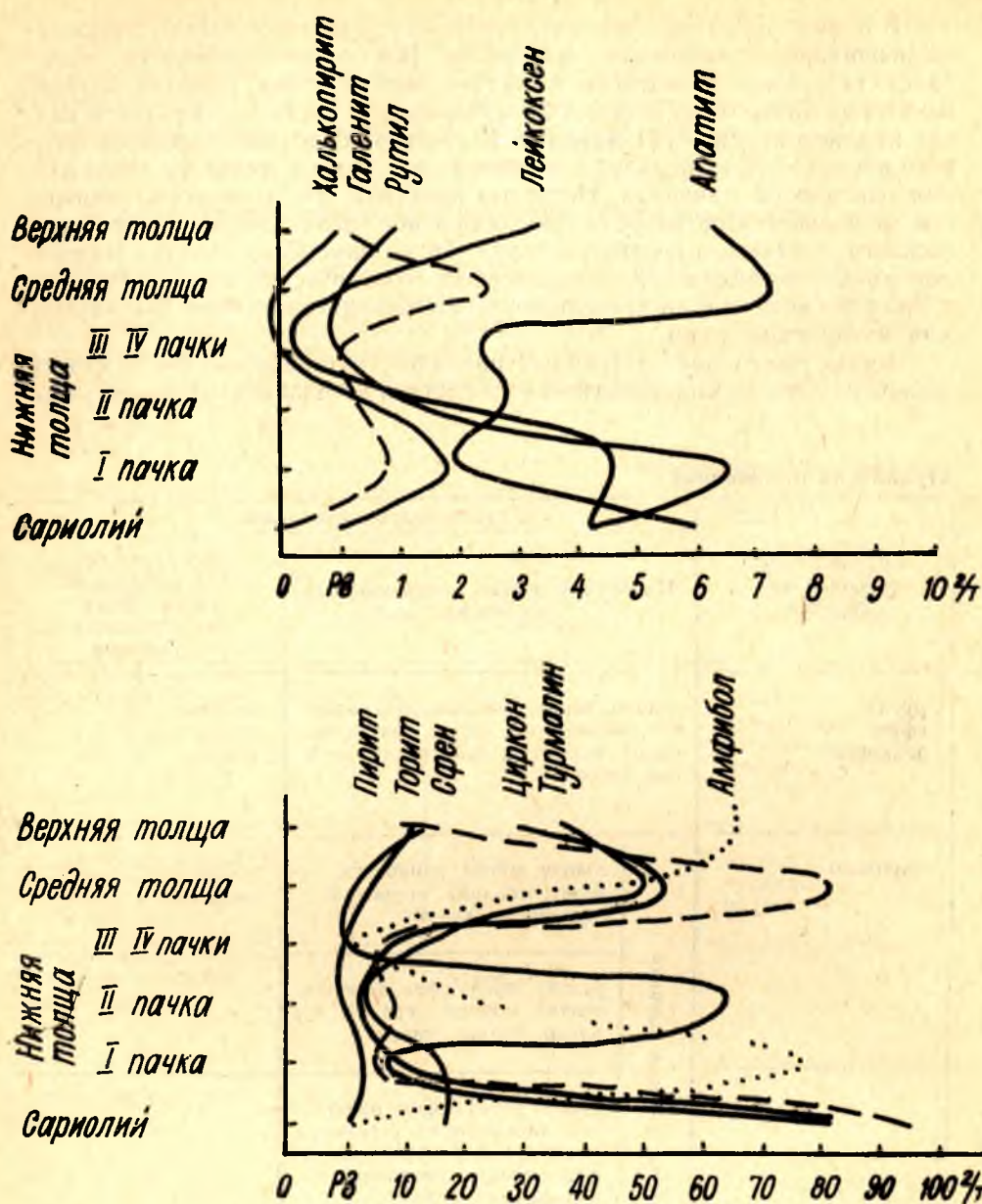
В пробах из разных стратиграфических горизонтов было установлено неодинаковое количество минералов. Наибольшее количество минералов (43) было определено в составе первой пачки нижнего ятулия. Во второй пачке было описано 27 минералов, в третьей и четвертой пачках нижнего ятулия — 21 минерал. В составе осадочной подтолщи среднего ятулия — 26 минералов и в породах в основном низов верхнего ятулия описано 32 минерала. Нетрудно заметить, что количество минералов, меняющееся по разрезу скачкообразно, увеличивается в основании нижнего, среднего и верхнего ятулия. Такие изменения спектра минералов имеют, по-видимому, определенный геологический смысл, находясь в прямой связи с трансгрессивно-регрессивным характером формирования ятулийских толщ.

Кроме чисто количественных различий, устанавливается и качественное изменение минералогического состава на различных стратиграфи-

Таблица 7

ятулийских отложениях

Группа типоморфных минералов	Группа редких минералов	
	Подгруппа редких нехарактерных минералов	Подгруппа редких минералов, характерных для отдельных горизонтов
рутил, сфен, лейкоксен	золото, торит, халькопирит, галенит, молибденит, барит, анатаз, монацит, пирротин, пентландит, диопсид, ярозит	малахит, ставролит, кианит
пироксен	Ильменит, пироксен, амфибол, роговая обманка	цоизит, малахит
—		—
—		—
—		—
рутил, торит, сфен, лейкоксен, халькопирит, галенит, молибденит, арсенопирит, барит, анатаз, монацит, пирротин, пентландит		золото, гетит, вольфрамит, сфалерит, хлорит, шеелит, диопсид, цоизит, кианит, ксенотим, сидлиманит, андалузит, ставролит
рутил, сфен, лейкоксен		торит, халькопирит, монацит, гетит, пирротин, пентландит, цоизит

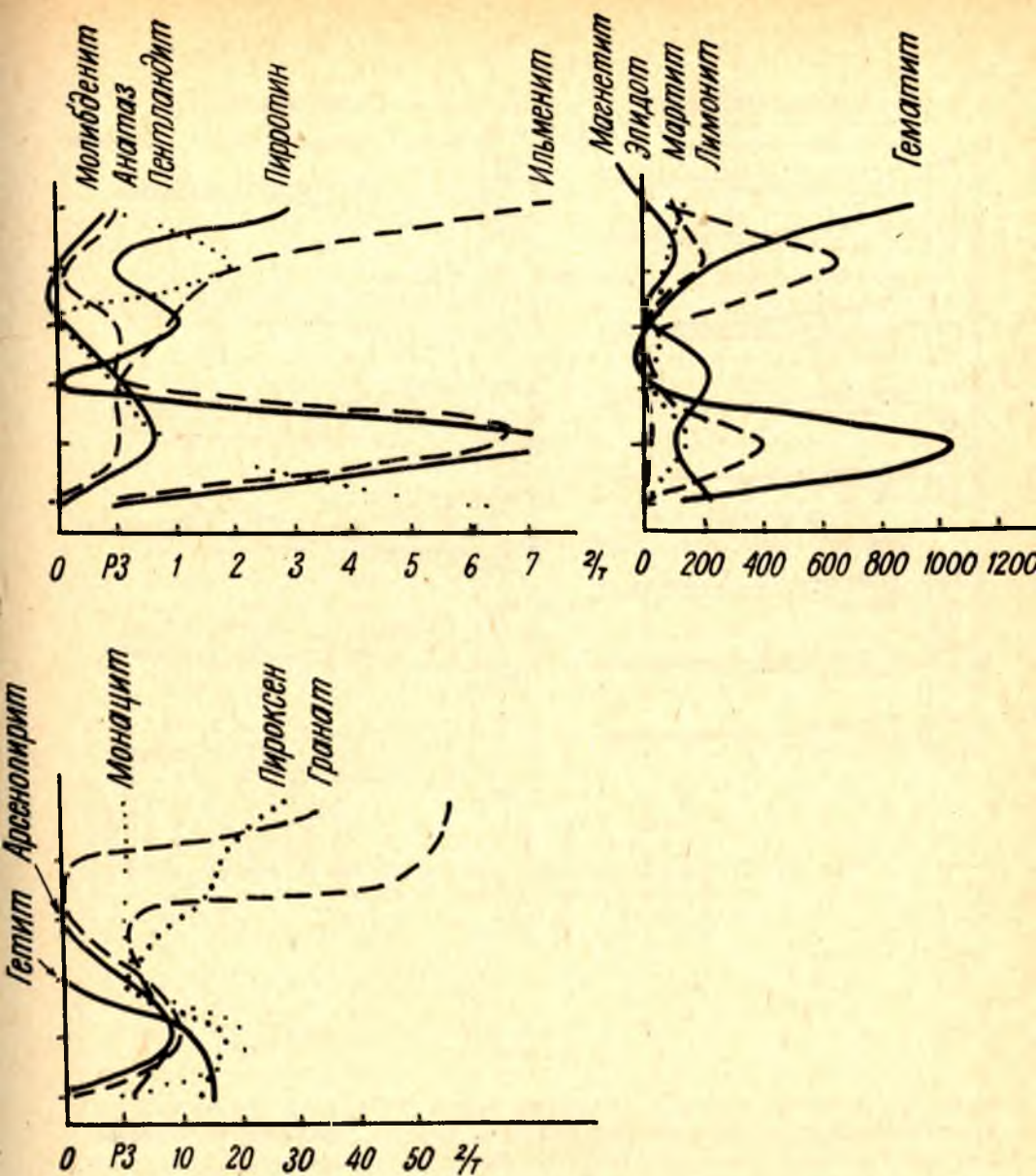


Фиг. 40. Характер изменения содержания различных минералов на различных

ческих уровнях. При этом различные минералы играют неодинаковую роль в составе разновозрастных пород. Все минералы условно разделены на три группы:

а) группа сквозных минералов, присутствующих в небольшом количестве во всех стратиграфических горизонтах ятулия: циркон, апатит, турмалин, пирит, гематит, лимонит, гранат, эпидот, магнетит, мартит. Однако определенное сочетание разных минералов этой группы делает их характерными для различных горизонтов;

б) группа типоморфных минералов, характерных для отдельных

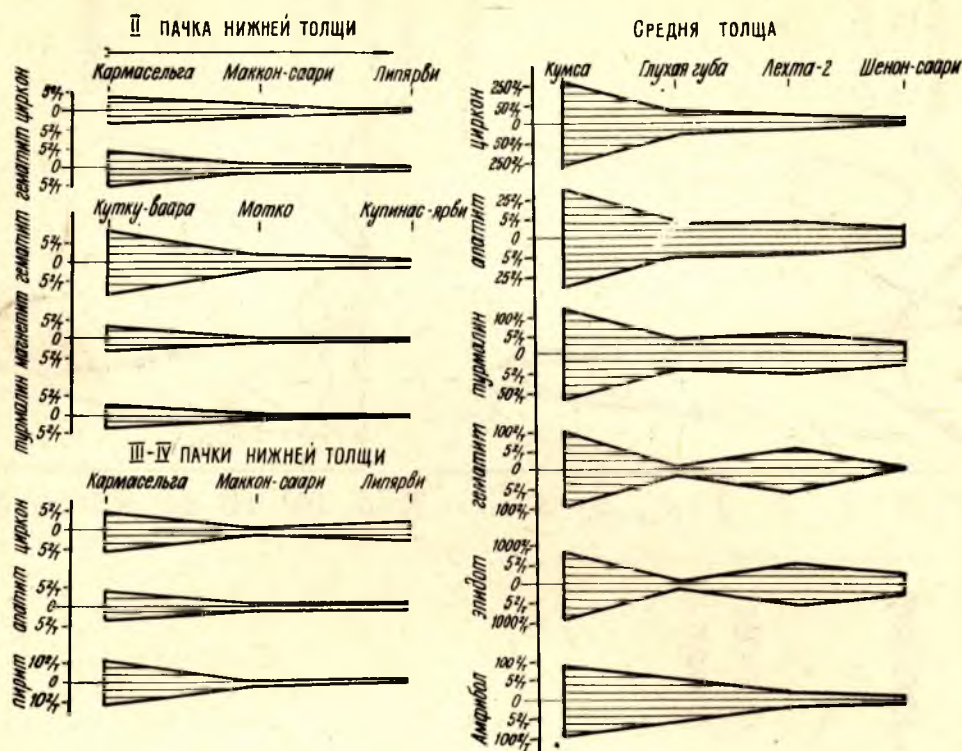


стратиграфических уровнях ятулийских осадочных образований.

стратиграфических горизонтов; в эту группу из-за большой концентрации иногда относятся минералы первой группы;

в) группа редких минералов, встречающихся лишь в отдельных пробах. Среди них выделяются минералы, которые характерны для отдельных горизонтов.

В табл. 7 и на фиг. 40, 41 показаны состав, изменение содержаний и характер площадного распространения акцессорных минералов в составе ятулийских пород из разных горизонтов. Здесь интересно подчеркнуть, что в составе первой пачки нижнего ятулия, наиболее богатой раз-



Фиг. 41. Характер площадного распространения минералов в нижнем, среднем и верхнем ятулии.

ными минералами, описаны различные виды минералов, в том числе из неустойчивых к разрушению, таких как кианит, силлиманит, галенит, молибденит и др. Это свидетельство быстрого захоронения минералов, полученных при разрушении гетерогенного субстрата. В составе средне- и верхнеятулийских пород возрастает относительное количество рутила, сфена, лейкоксена, эпидота, малахита, цоизита и других минералов, которые могли быть получены при разрушении подстилающих эти отложения основных эффузивов.

Кроме отмеченных качественных и количественных изменений спектра минералов в вертикальном разрезе ятулия, устанавливается тенденция в изменении состава минералов по площади. При сравнении среднего содержания отдельных минералов в разных пунктах, протягивающихся от р. Кумсы к Сегозеру и Елмозеру, на различных горизонтах наблюдается уменьшение количества циркона, апатита, турмалина, гематита и других минералов (фиг. 40). Интересно подчеркнуть, что это направление изменений состава минералов по горизонтам совпадает с направлением сноса обломочного материала, установленного по палеодинамическим данным.

Характеристика микроэлементов в ятулийских осадочных образованиях

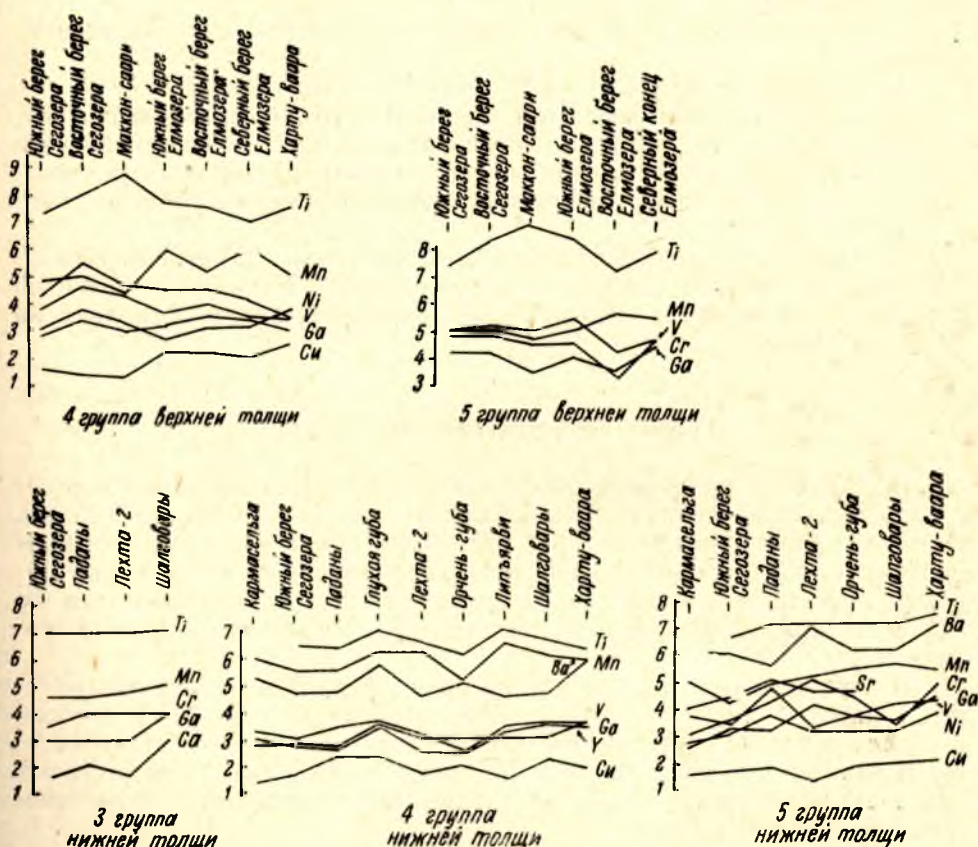
Изучение характера поведения химических элементов проведено по 1700 спектральным анализам различных ятулийских пород, объединенных (для облегчения анализа) в четыре группы пород:

- а) группу обломочных пород: кварциты, кварцито-песчаники, песчаники с поровым цементом, гравелиты, мелкогалечные конгломераты;
- б) группу песчаников с базальным цементом (цемента более 40%);
- в) группу глинистых пород: различные сланцы;
- г) группу карбонатных пород. В эту группу условно отнесены песчаники, содержащие в цементе более 5% карбоната.

Следует отметить, что для нижней толщи характерна группа обломочных пород, в то время как значительная часть разрезов средней и верхней толщи представлена группами глинистых и карбонатных пород.

Спектральным анализом в породах всех групп определено 17 микроэлементов: Be, Mn, Pb, Ga, Fe, Al, V, Ti, Y, Cu, Co, Ni, Zr, Sr, Cr, Ba, Na. Изредка встречались Sc, Ag, Mo, Cs, P.

В результате изучения характера распределения микроэлементов в группах пород разных стратиграфических уровней (фиг. 42), согласно Н. М. Страхову, можно сделать следующие выводы:



Фиг. 42. Характер площадного распределения микроэлементов в породах ятулийских осадочных толщ.

1. Распределение химических элементов в группах пород нижней толщи характерно для осадков морского бассейна. В отдельных случаях они характеризуют осадки дельт, заливов и даже речных долин.

2. Распределение химических элементов в породах средней толщи характерно для платформенных бассейнов делювиально-пролювиальных фаций.

3. Пестрое распределение микроэлементов в породах верхней толщи специфично для делювиально-пролювиальных фаций и реже встречается в озерных фациях.

Изучение характера площадного распространения микроэлементов в каждом стратиграфическом горизонте (фиг. 42) показало равномерное распределение большинства элементов на площадях развития ятулийских образований. Однако в некоторых группах пород содержание отдельных элементов в направлении с юга на север либо увеличивается, либо уменьшается, что хорошо согласуется с общим направлением переноса обломочного материала.

При изучении поведения микроэлементов в одинаковых группах пород различных стратиграфических горизонтов наблюдается следующая картина:

1. Тенденция общего увеличения содержания V, Ti, Y, Pb, Ga, Co, Ni, Cr от нижней толщи к породам верхней толщи, при изменчивом содержании в породах средней толщи.

2. Равномерное содержание Zr, Be, Sc, Fe, Al во всех стратиграфических единицах.

3. Содержание Cu и Cr в основном уменьшается вверх по разрезу ятулия.

4. Содержание Mn колеблется в породах всего разреза.

Подобный характер поведения микроэлементов в вертикальном разрезе объясняется тем, что обломочный материал для верхов ятулийского разреза поступал не только из обновленной делятулийской области сноса, но и из только что образовавшихся осадочно-эффузивных толщ нижнего и среднего ятулия.

В заключение следует отметить, что при почти одинаковом поведении микроэлементов в Сегозерско-Елмозерской и Елмозерско-Селецкой структурах содержание большинства микроэлементов в последней на один-два порядка выше.

Группа первичноглинистых пород

В составе этой группы объединяются первичноглинистые породы с преобладающей величиной минеральных частиц от 0,001 до 0,05 мм. При описании геологических разрезов было показано, что эти породы пользуются в составе ятулийских толщ неравномерным, но довольно широким развитием и характеризуются значительным разнообразием по мощности слоев, цвету, составу, текстурным особенностям и другим признакам.

В первой пачке нижнего ятулия развиты розовые и зеленовато-серые глинистые породы (сланцы), которые образуют в 5—50 см прослой в кровле осадочных ритмов. Во второй пачке преобладают зеленовато-серые сланцы, нередко с пиритом. В составе третьей пачки присутствуют красновато-коричневые глинистые сланцы, переслаивающиеся с песчано-гравелитовыми породами.

Среди среднеятулийских отложений разного типа развиты глинистые породы красно-бурого цвета. Они состоят из прослоев различной мощ-

ности (от 1—2 см до 2—5 м) и характеризуются массивной неслоистой текстурой, реже имеют горизонтальнослоистое сложение.

В составе верхнеятулийских отложений глинистые породы, имеющие обычно вишневый, розовато-красный, красно-бурый цвет, слагают различные по мощности прослои и пласты (до 5—10 м). Среди них встречаются неслоистые, тонко горизонтальнослоистые, ритмичнослоистые разности.

Для глинистых пород (сланцев) из разных пачек и толщ характерно наличие на плоскостях напластований трещин усыхания, реже — знаков ряби. Значительным развитием пользуются седиментогенные брекчии, реже отмечаются водноползневые текстуры. Сланцы, присутствующие в кровле осадочных ритмов, довольно часто имеют размытую поверхность с карманами размыва, заполненными грубообломочным материалом.

По составу среди сланцев выделяются разновидности: слюдистые (глинистые), кварцево-слюдистые (песчано-глинистые), кварцево-слюдистые (песчано-глинистые) с карбонатом, турмалиновые.

Слюдистые сланцы пользуются наиболее широким распространением и развиты на всех стратиграфических уровнях. Это различные по цвету породы с пелитовой или алевро-пелитовой структурой основной массы, сложенной мелкочешуйчатым агрегатом зерен серицита (показатели преломления по N_p — 1,600—1,604; по N_g — 1,564—1,566), хлорита, иногда бурой, слабо плеохроирующей тонкозернистой массой. К слюдистым минералам примешиваются различные количество тонкозернистого кварца, рудной пыли, а также зерна турмалина, циркона, сфена, биотита, амфибола.

Кварцево-слюдистые сланцы сходны со слюдистыми. Отличительной их особенностью является наличие терригенной примеси псаммитовой размерности, представленной кварцем (до 35%) и реже полевым шпатом (до 1%).

Слюдистые, кварцево-слюдистые сланцы с карбонатом характеризуются наличием в их составе карбонатного материала в количестве 2—5, реже до 40%, представленного либо в виде зерен с расплывчатыми очертаниями, не имеющих четких границ, либо в форме обломочных и новообразованных зерен.

Среди слюдистых сланцев выделяются разности, обильно обогащенные тонкораспыленным лимонитизированным гематитом. Прослои гематитовой породы мощностью от 1 до 10 см имеют вишнево-стальной цвет и переслаиваются с безрудными алевролитами и сланцами.

Турмалиновые сланцы, встреченные в виде остроугольных обломков в верхнем ятулии района озер Сегозера, Елмозера, Янгозера, сложены в основной своей массе мелкокристаллическим новообразованным турмалином с небольшой примесью мелкокристаллического кварца и рудного минерала. Учитывая наличие среди песчаников аутигенного турмалинового цемента, турмалиновые сланцы можно рассматривать как седиментогенную брекчию, образовавшуюся за счет разрушения прослоев турмалиновых сланцев, сформировавшихся одновременно с отложением песчаного материала.

Среди описанных выше сланцев по наличию амфибола, актинолита и биотита обособленно выделяются сланцы средней подтолщи.

Как следует из описания глинистых (слюдистых) сланцев, основными минералами в них являются слюды. Микроскопическими исследованиями установлено присутствие серицита и хлорита в составе сланцев. Химические анализы сланцев (табл. 8) показывают, что породы характеризуются повышенным содержанием MgO , Fe_2O_3 и особенно K_2O

Химические анализы глинистых сланцев ятулия

№ п/п	№ образца	Место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Ппп	Сумма
1	13—3	вост. берег Сегозера	49,94	3,43	20,08	6,80	1,08	0,05	4,12	2,23	0,12	7,38	0,12	5,16	100,51
2	11—2	"	51,40	0,63	14,74	5,06	0,91	0,11	6,06	7,49	0,15	3,89	0,04	9,20	100,13
3	10—10	"	57,86	0,88	14,66	7,66	0,54	0,06	3,59	4,41	0,12	4,23	0,03	5,83	99,87
4	539—16	оз. Сегозеро	61,83	0,72	17,02	8,15	0,28	сл.	2,08	сл.	0,14	6,57	0,16	2,83	99,87
5	907—63	южн. берег Сегозера	62,00	0,64	16,40	5,87	0,12	0,09	2,42	1,83	0,14	6,72	0,08	3,21	99,52
6	932—3	сев. берег Елмозера	54,23	0,55	17,34	5,71	0,13	0,05	4,30	2,61	0,11	7,50	0,13	6,75	100,41
7	86—3	южн. берег Сегозера	58,03	0,61	22,36	3,27	0,07	0,01	3,35	—	0,18	8,62	0,12	3,79	100,41
8	83—37	о. Макконсаари	57,39	0,69	16,32	6,84	0,37	0,06	3,36	3,50	0,18	5,17	0,05	6,43	100,46
9	907—66	южн. берег Сегозера	61,80	0,72	18,71	4,65	0,16	0,02	2,70	сл.	0,11	7,44	0,11	4,02	100,44
10	393—20	пос. Гумарино	59,50	0,74	18,82	6,17	0,44	0,03	2,32	0,26	0,13	8,26	0,15	3,34	100,16
11	379—13	пос. Совдозеро	68,70	0,78	16,23	2,68	0,47	сл.	1,30	0,37	1,78	5,30	0,18	2,29	100,08
12	379—11	"	82,74	0,24	8,61	1,72	0,57	"	0,92	0,22	0,09	3,29	0,08	1,15	100,03
13	13—4	вост. берег Сегозера	45,62	6,85	19,49	7,52	1,39	0,08	5,54	0,48	0,15	6,53	0,21	5,80	99,66
14	83—36	о. Макконсаари	57,35	0,94	19,17	8,58	0,22	0,03	2,10	1,00	0,25	6,20	0,14	4,14	100,12
15	922—24	вост. берег Елмозера	59,40	0,87	18,55	8,16	0,20	0,07	2,18	0,82	0,15	6,86	0,11	2,88	100,25
16	10—1	вост. берег Сегозера	55,56	0,76	14,32	3,85	0,61	0,11	3,68	8,02	0,10	4,50	0,18	8,77	100,46
17	83—34	о. Макконсаари	69,40	0,44	12,02	6,21	0,66	0,04	3,09	1,54	0,20	3,39	0,13	3,13	100,25
18	86—26	южн. берег Сегозера	59,00	0,96	18,68	6,50	0,22	0,02	2,93	0,26	0,15	7,78	0,39	3,42	100,41
19	86—31	южн. берег Сегозера	54,25	1,04	20,79	9,23	0,10	0,04	2,69	н/обн.	0,15	8,16	0,28	3,51	100,24
20	922—23	вост. берег Елмозера	64,41	0,70	17,34	5,05	0,48	0,09	2,01	0,47	0,12	6,40	0,22	3,32	100,50
21	932—6	сев. берег Елмозера	48,80	0,70	16,16	6,33	0,19	0,09	5,62	5,10	0,12	6,66	0,09	10,09	100,39
22	932—31	"	55,60	0,84	16,49	8,40	0,16	0,02	3,18	2,32	0,15	6,26	0,06	6,12	99,60
23	514	р. Ялгамка	57,12	0,67	19,44	7,30	0,13	0,16	2,66	0,17	0,48	6,90	0,42	3,76	100,21

24	515	"	53,75	0,44	10,51	4,38	0,20	0,31	6,63	6,90	0,24	4,92	0,12	11,65	100,12
25	52—17	Глухая губа	59,63	0,63	17,21	8,48	0,57	0,04	2,66	0,41	0,18	7,19	0,13	3,13	100,26
26	52—15	"	56,08	0,87	19,78	7,15	0,54	0,02	3,15	0,45	0,13	8,50	0,19	3,59	100,45
27	52—11	"	58,72	0,60	20,17	5,31	0,42	0,03	3,02	0,20	0,22	8,00	0,09	3,61	100,48
28	82—3	о. Шенонсаари	65,72	0,48	16,44	3,89	0,45	0,02	2,60	0,31	0,12	6,60	0,07	3,02	99,72
29	52—20	Глухая губа	57,53	0,71	19,27	7,29	0,37	0,02	2,94	0,56	0,12	7,76	0,20	3,15	99,92
30	74—88	Лехта — II	59,66	0,66	18,34	7,02	0,44	0,03	2,49	0,38	0,12	7,76	0,19	3,41	100,50
31	82—9	д. Шенонсаари	58,91	0,56	21,16	2,77	0,37	0,08	1,75	1,90	0,40	8,12	0,21	3,94	100,17
32	104—17	д. Погост	48,23	1,48	29,88	2,05	—	сл.	2,89	—	0,20	10,44	0,06	4,38	99,70
33	74—60	о. Лехта — II	60,93	0,66	18,83	5,94	0,42	0,03	2,57	0,39	0,12	7,25	0,12	3,39	100,65
34	74—45	"	54,95	1,07	21,83	6,31	0,37	сл.	2,55	0,10	0,10	9,33	0,09	3,83	100,53
35	137—3	д. Шалговаары	69,04	0,56	16,07	4,29	0,11	0,01	1,94	—	0,13	5,55	0,06	2,55	100,31
36	906—35	пос. Гормозеро	72,23	0,49	13,28	3,70	0,14	0,01	2,03	сл.	0,11	5,11	0,11	2,28	99,49
37	375—18	оз. Акконъярви	62,80	0,62	18,59	3,38	0,39	0,02	3,22	0,02	0,21	7,00	0,18	3,38	99,81
38	375—36	"	68,52	0,75	15,48	2,88	0,30	0,04	2,65	0,48	0,16	5,77	0,12	2,69	99,84
39	375—62	"	68,26	0,63	14,85	3,92	0,29	0,03	2,58	0,36	0,16	6,15	0,20	2,54	99,97
40	380—2	"	66,26	0,73	14,98	5,79	0,47	0,02	2,82	0,27	0,09	5,34	0,15	2,98	99,90
41	2721—49	"	62,73	0,78	17,34	6,68	0,35	0,026	2,06	0,93	0,18	6,66	0,15	3,12	100,34
42	2704—1	"	70,21	0,55	15,24	2,74	0,31	сл.	2,08	0,82	0,09	5,80	0,10	2,53	100,47
43	2721—49	"	62,90	0,69	17,06	7,33	0,13	"	2,21	0,20	0,10	6,73	0,12	2,99	100,46
44	255	Питькялампи (Елмозеро)	51,00	0,75	26,78	3,47	0,22	—	3,20	0,18	0,10	10,24	0,26	4,30	100,50
45	4008*	зап. берег оз. Сегозера	58,27	0,7	17,35	3,55	4,77	0,10	3,07	2,89	1,18	3,57	0,38	3,95	
46	1766*	в 3 км от д. Пергуба	63,57	1,1	14,14	5,1	2,57	0,1	5,18	0,35	0,22	3,71	0,11	3,91	

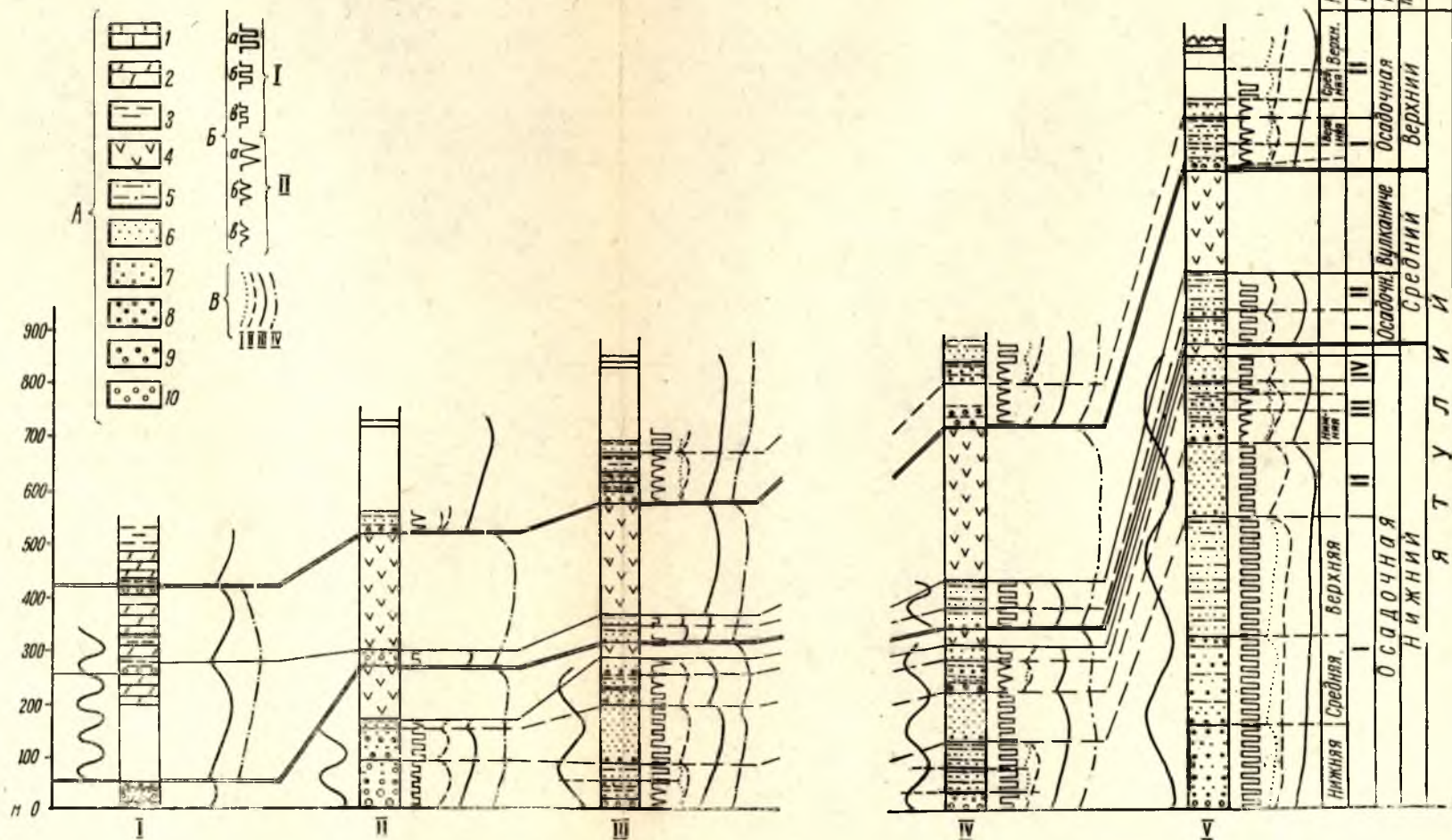
1—24— верхняя толща, 25—31— средняя толща, 32—44— нижняя толща.

* Анализы О. А. Рийконен.

Таблица 9

Пересчет химических анализов глинистых пород (сланцев) к треугольнику колебаний состава

№ п/п	№ образца	CaO + MgO + + Fe ₂ O ₃ + FeO + + Na ₂ O + CO ₂ + + SO ₃ + ппп	Al ₂ O ₃ + TiO ₂	SiO ₂ + K ₂ O
Верхняя толща				
1	13—3	19,68	23,51	57,32
2	11—2	20,47	15,37	55,29
3	10—10	22,75	15,04	62,09
4	539—16	13,64	17,74	68,40
5	907—63	13,76	17,04	68,72
6	932—30	19,79	18,89	61,73
7	86—34	10,79	22,97	66,65
8	83—37	17,01	20,79	62,56
9	907—66	11,77	19,43	69,24
10	393—20	12,66	19,56	67,76
11	379—13	8,89	17,01	74,00
12	379—11	4,67	8,85	86,03
13	13—4	20,88	26,34	52,15
14	83—36	16,29	20,11	63,55
15	922—24	14,59	19,42	66,22
16	10—1	25,03	15,08	60,06
17	83—34	14,84	12,46	72,76
18	86—26	13,48	19,64	66,88
19	86—31	15,68	21,83	62,41
20	922—23	11,34	18,04	70,81
21	932—6	27,45	17,30	55,46
22	932—31	20,33	17,33	61,86
23	514	14,49	20,11	65,02
24	515	30,00	10,95	58,67
Средняя толща				
25	52—17	15,60	17,84	66,82
26	52—15	15,22	20,65	64,58
27	52—11	12,99	20,77	66,72
28	82—13	10,48	16,92	72,32
29	52—20	14,43	19,98	65,29
30	74—88	13,86	19,00	67,42
31	82—9	11,13	21,72	67,03
Нижняя толща				
32	104—17	9,65	31,36	58,67
33	74—60	12,98	19,49	68,18
34	74—45	13,35	22,30	64,28
35	137—3	9,09	16,63	74,59
36	906—35	8,38	13,77	77,84



Фиг. 137. Схема сочетания малых ритмов в разрезах ятулня различных районов Карелии:

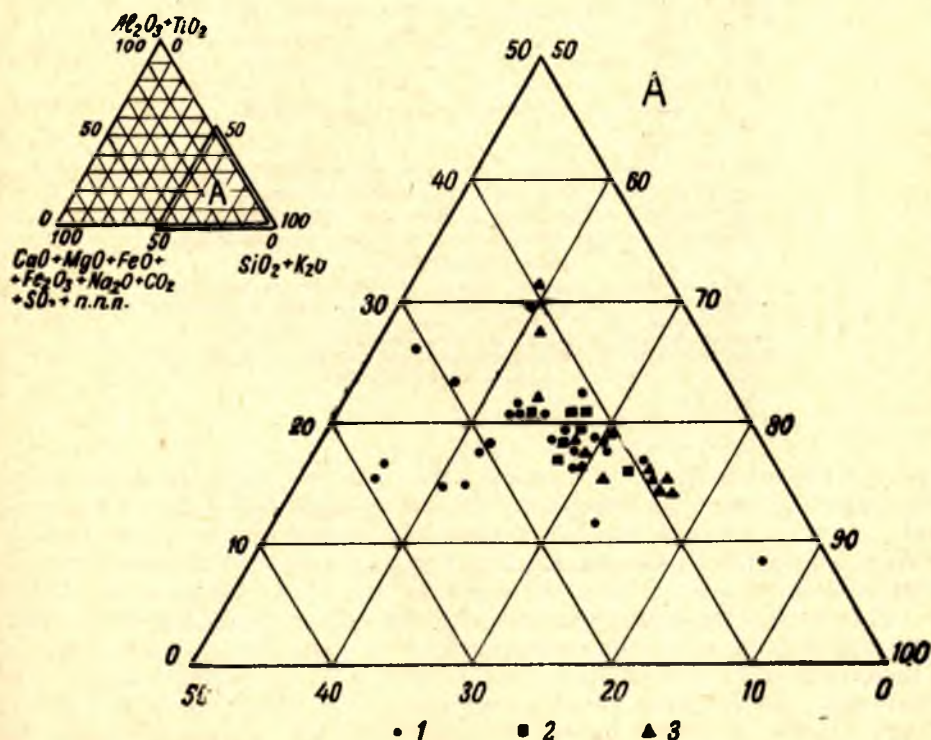
А. 1—доломиты; 2—известняки; 3—глинистые сланцы; 4—основные эффузивные породы; 5—песчаники со слюдистым цементом базального типа цементации; 6—мелкозернистые песчаники, кварцито-песчаники, кварциты; 7—среднезернистые песчаники, кварцито-песчаники, кварциты; 8—крупнозернистые песчаники, кварцито-песчаники, кварциты; 9—гравелиты; 10—конгломераты.

Б. I—I-V генетический ряд ритмов: а—первый тип ритмов; б—второй тип ритмов; в—третий тип ритмов. II—II-V генетический ряд ритмов: а—первый тип ритмов, б—второй тип ритмов, в—третий тип ритмов.

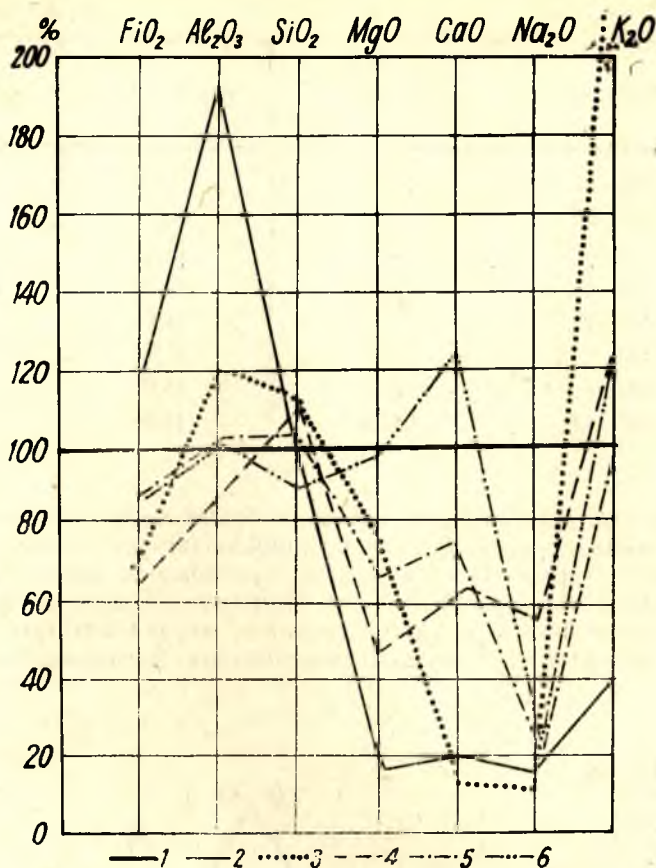
В. Циклы I, II, III, IV порядков: I—оз. Тулмозеро; II—д. Плаковара; III—оз. Сегозеро, о. Лехта 2; IV—д. Паданы; V—оз. Елмозеро, оз. Липъярви.

№ п/п	№ образца	CaO + MgO + + F ₂ O ₃ + FeO + + Na ₂ O + CO ₂ + + SO ₃ + ппп	Al ₂ O ₃ + TiO ₂	SiO ₂ + K ₂ O
37	375—18	10,60	19,21	69,80
38	375—36	9,16	16,23	74,29
39	375—62	9,85	15,48	74,41
40	380—2	12,42	15,71	71,60
41	2721—49	12,62	18,12	69,39
42	225	11,47	27,53	61,24
43	2704—1	8,57	15,79	76,01
44	2721—49	12,96	17,79	69,63

и весьма низким содержанием CaO и особенно Na₂O. По этим показателям описываемые породы близки к гидрослюдистым глинам (М. Ф. Видулова, 1957). Термическим анализом установлено присутствие гидрослюды и отчасти каолинитовых глин. Присутствие двух последних косвенным образом подтверждается составом ятулийских кор выветривания, среди которых установлены каолинитовые и гидрослюдистые зоны



Фиг. 43. Треугольник колебаний состава глинистых пород (сланцев) верхнего (1), среднего (2), нижнего (3) ятулия.

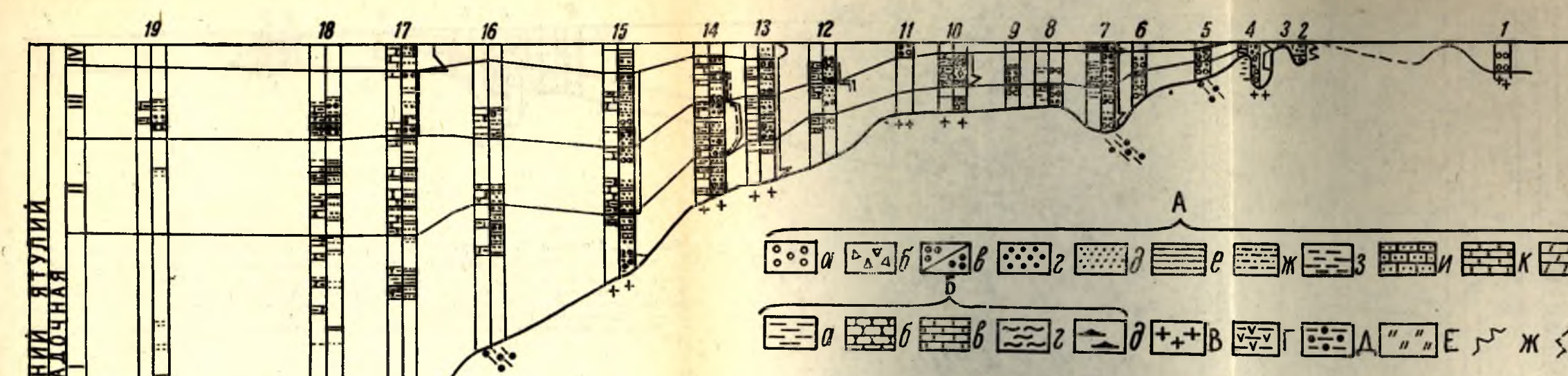


Фиг. 44. Сопоставление среднего химического состава различных типов глин, глинистых пород ятулия (района озер Сегозера — Елмозера и Янгозера) со средним химическим составом магматогенных пород (в относительных процентах):

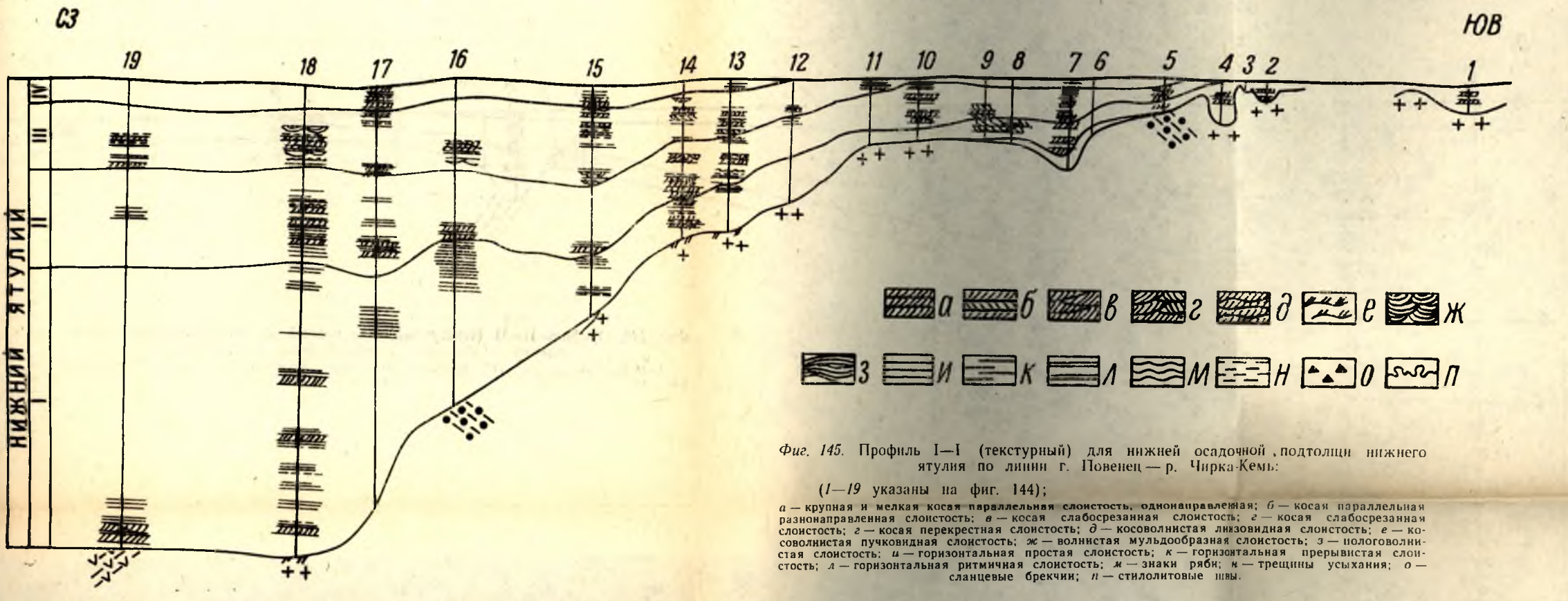
1— магматогенные породы (линия, отвечающая оси абсцисс); 2— глины влажного жаркого климата (каолиновые и прочие); 3— глинистые породы (сланцы) ятулия (по 26 анализам); 4— континентальные глины холодного и умеренного климата; 5— морские глины; 6— лагунные глины. (2, 4, 5, 6— по А. Б. Ронову и З. В. Хлебниковой, 1957.)

(В. А. Соколов и К. И. Хейсканен, 1966), за счет которых могли образовываться глинистые минералы. Унаследованность состава глинистых минералов от состава коры выветривания доказывается также присутствием элементов V, Co, Ni, Cr, для которых доказана миграция в сорбированном виде на глинистых частицах (Н. М. Страхов и др., 1955).

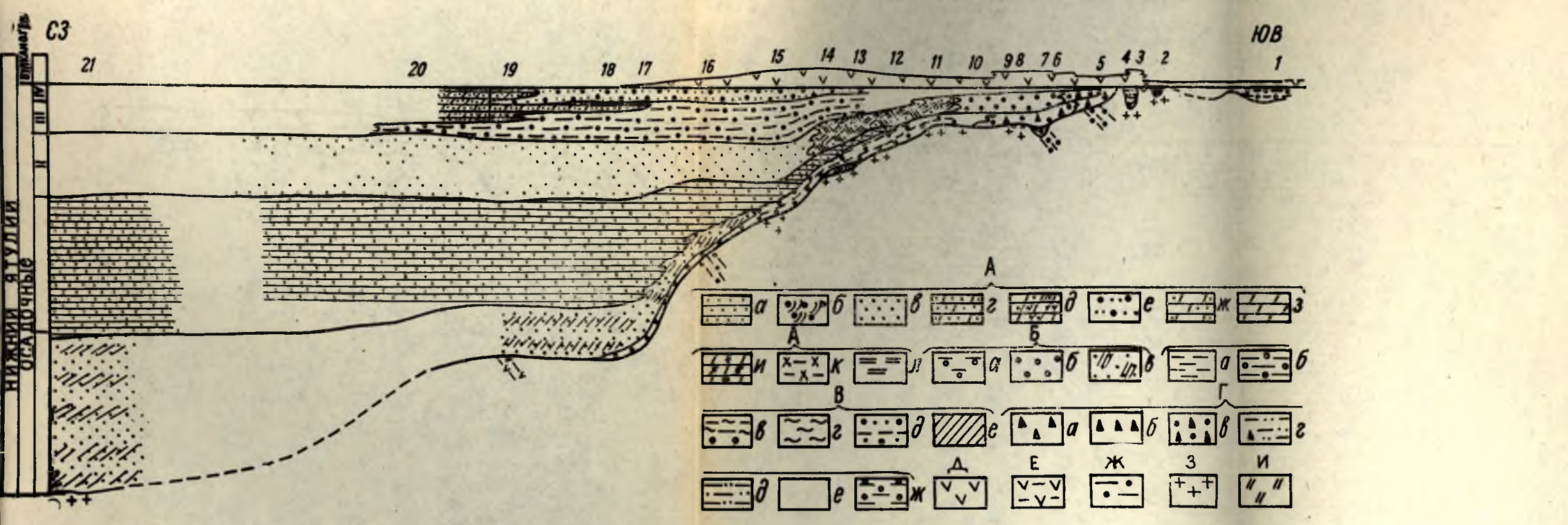
Для определения фациальных условий образования первичноглинистых пород были проведены пересчеты их химического состава (табл. 9) и нанесение анализов на треугольник (фиг. 43) колебания состава глин различных генетических типов по методике А. Б. Роннова и З. В. Хлебниковой (1957), а также проведено сопоставление химического состава ятулийских глинистых пород с составом других пород (фиг. 44) по методу В. К. Головенка (1964). При этом мы исходим из той теоретической предпосылки, что химический состав метаморфизованных глинистых



Фиг. 144. Профиль I—I гранулометрического и вещественного состава для нижней осадочной подтолщи ятулия по линии г. Повенец — р. Чирка-Кемь:
1—г. Повенец; 2—г. Медвежьегорск; 3, 4—г. Медвежьегорск, северная окраина; 5—пор. Падуи; 6, 7—д. Плакшвар; 8—д. Остречье; 9—Фенькина Ламбина; 10—пос. Великая Губа, оз. Сегозеро; 11—район восточного берега оз. Сегозера, напротив о. Дюльмяки; 12—восточный берег оз. Сегозеро; 13—Глухая губа, оз. Сегозеро; 14—о. Лехта 2, оз. Сегозеро; 15—о. Саккоисаари, оз. Сегозеро; 16—Орчен-губа, северный берег оз. Сегозера; 17—оз. Линьярви; 18—д. Шаловара; 19—оз. Сегозеро.
А. Гранулометрический и вещественный состав пород: а — конгломераты; б — брекчии; в — мелкие и крупные гравелиты; г — крупнозернистые песчанники; д — среднезернистые песчанники; е — мелкозернистые песчанники; ж — песчанники с базальным типом цементации; з — алевролиты и сланцы; и — песчано-карбонатные породы; к — известняки; л — доломиты.
Б. Состав цемента: а — слюдястый; б — кварцевый; в — карбонатный; г — хлорит в цементе; д — рудный.
В. Граниты доятульские.
Г. Нижнепротерозойские сланцы.
Д. Сарнилийские конгломераты, сланцы, песчанники.
Е. Кора выветривания.
Ж. График распределения зерен плагиоклаза в разрезах.
З. График распределения зерен микроклина.



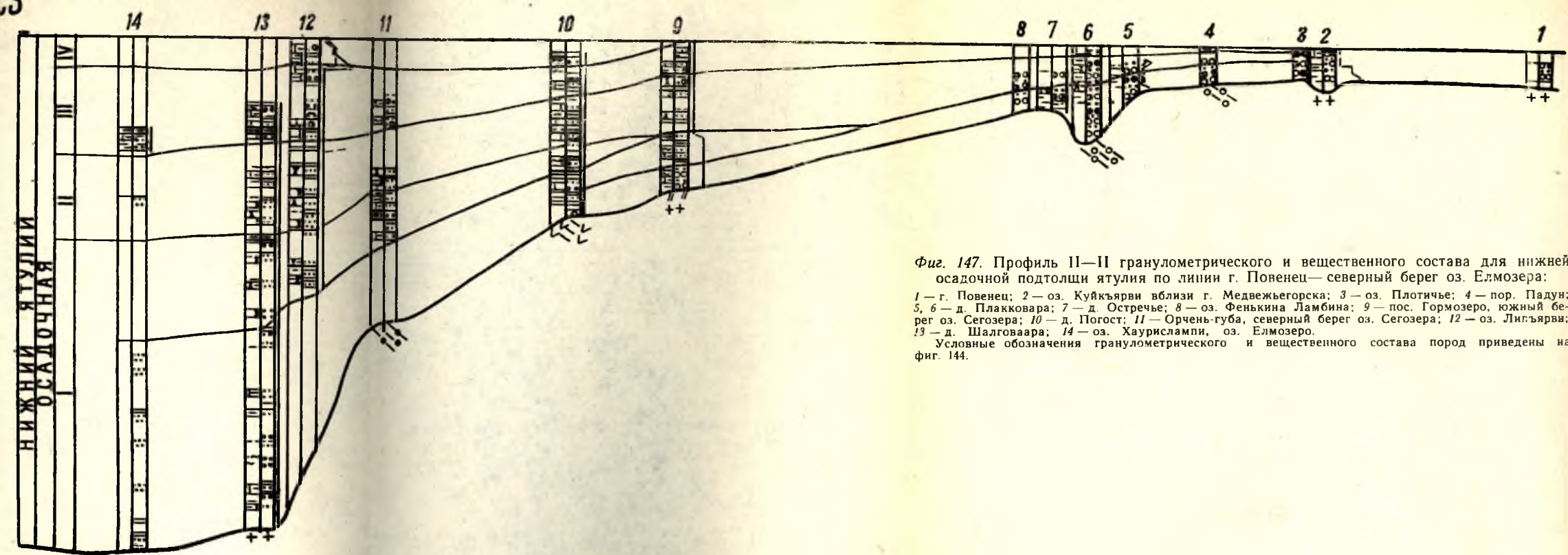
Фиг. 145. Профиль I—I (текстуальный) для нижней осадочной подтолщи нижнего ятулия по линии г. Повенец — р. Чирка-Кемь:
(1—19 указаны на фиг. 144);
а — крупная и мелкая косая параллельная слоистость, однонаправленная; б — косая параллельная разнонаправленная слоистость; в — косая слабосрезанная слоистость; г — косая слабосрезанная слоистость; д — косоволнистая лизовидная слоистость; е — косоволнистая пучковидная слоистость; ж — волнистая мульдобразная слоистость; з — пологоволнистая слоистость; и — горизонтальная простая слоистость; к — горизонтальная прерывистая слоистость; л — горизонтальная ритмичная слоистость; м — знаки ряби; н — трещины усыхания; о — сланцевые брекчии; п — стилолитовые швы.



Фиг. 146. Профиль I—I (фациальный) для нижней осадочной подтолщи ятулия по линии г. Повенец — р. Чирка-Кемь.
(1—19 указаны на фиг. 144; 20 — хр. Хартува; 21 — р. Чирка-Кемь).

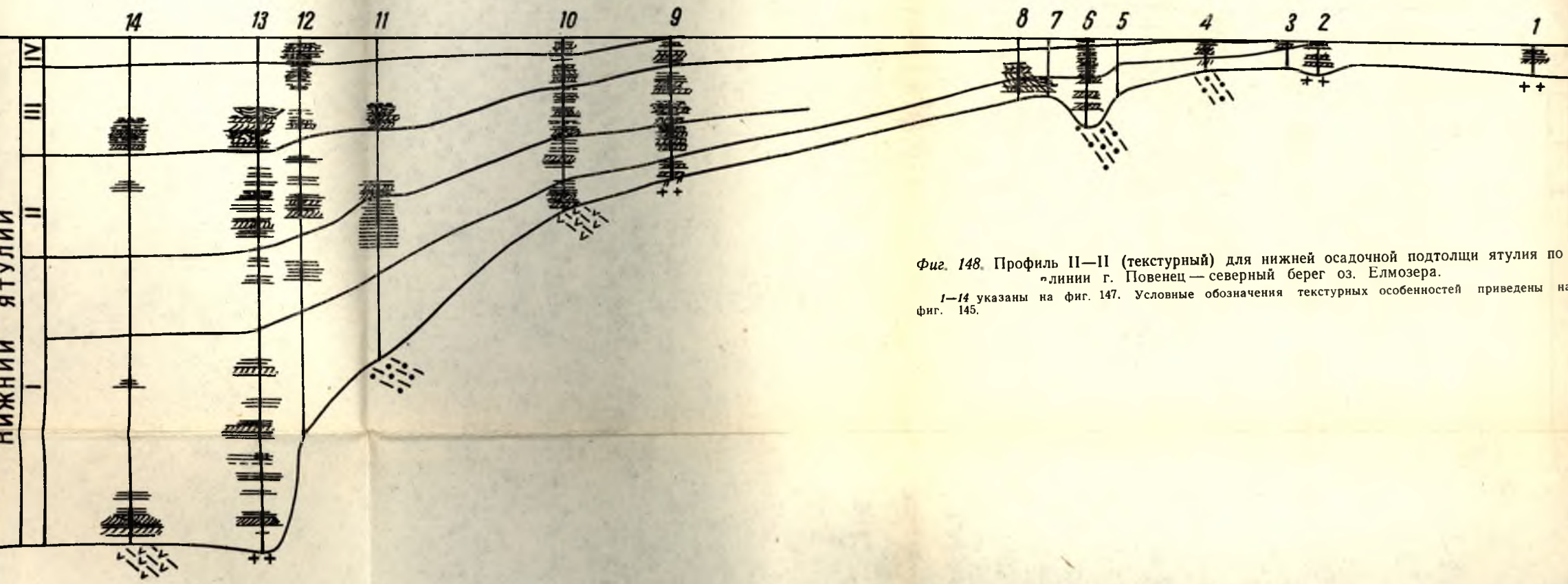
А. Бассейновая фациальная обстановка: а — бассейн интенсивного погружения с терригенным осадконакоплением; б — бассейн с редкими донными течениями; в — бассейн циркулирующими донными течениями; г — бассейн с карбонатно-терригенным осадконакоплением; д — бассейн с карбонатно-терригенным осадконакоплением и редкими донными течениями; е — бассейн с терригенным осадконакоплением, регрессирующий, частью прибрежный; ж — бассейн с глинисто-терригенно-карбонатным осадконакоплением; и — бассейн с карбонатно-кремнистым осадконакоплением; к — бассейн с глинисто-углистым осадконакоплением; л — бассейн с глинисто-железистым осадконакоплением (регрессирующий).
Б. Прибрежная фациальная обстановка: а — прибрежные, с периодическим осушением берега; б — прибрежные, с периодическим отчленением от берега.
В. Мелководная фациальная обстановка: а — мелководный бассейн с периодическим осушением; б — мелководный бассейн с действием плащевых потоков и садкой карбоната; в — мелководный бассейн с донными течениями и расчлененным рельефом дна; г — мелководный бассейн с периодическим осушением (донные и береговые течения, косы, бары, пересыпи, донные валы); д — ватты; е — мелководный бассейн с периодическим осушением (донные течения), частью прибрежный; ж — мелководный бассейн замкнутый, пересыхающий.
Г. Континентальная фациальная обстановка: а — аллювиальная; б — аллювиальная, частью пойма; в — прибрежно-аллювиальная; г — озерно-аллювиальная; д — озерная; е — пролювиально-аллювиальная.
Д. Основные эффузивные породы ятулия.
Е. Нижнепротерозойские сланцы.
Ж. Сарнилийские конгломераты, песчанники и сланцы.
З. Граниты доятульские.
И. Кора выветривания.

СЗ

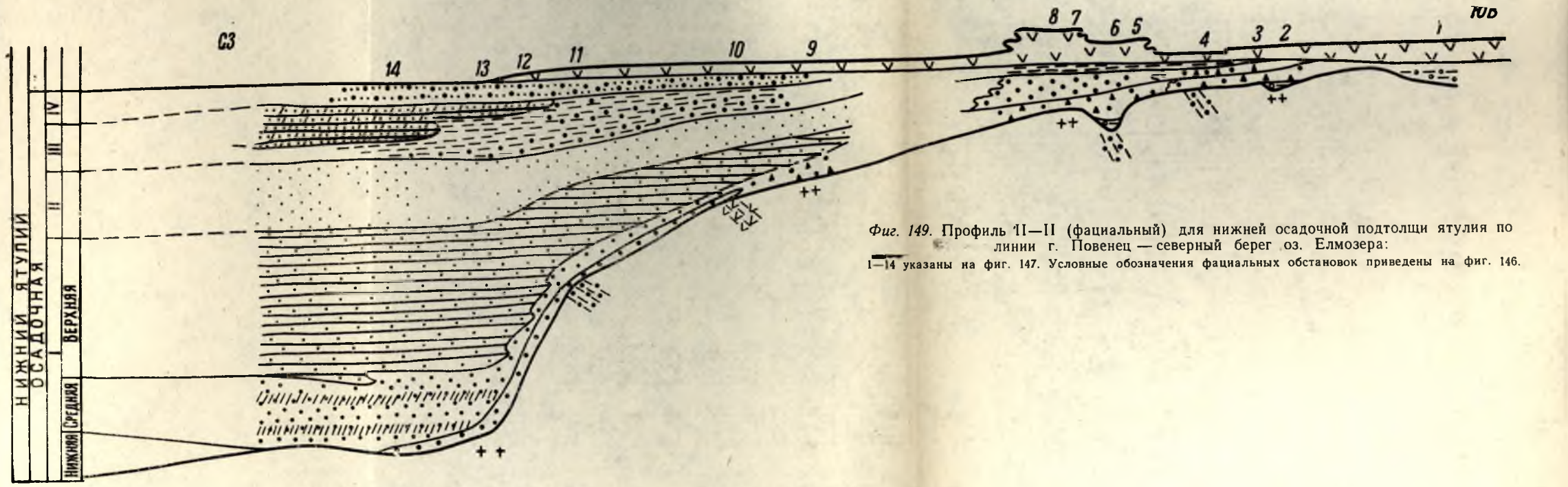


Фиг. 147. Профиль II—II гранулометрического и вещественного состава для нижней осадочной подтолщи ятулия по линии г. Повенец—северный берег оз. Елмозера:
1 — г. Повенец; 2 — оз. Куйкъярви вблизи г. Медвежьегорска; 3 — оз. Плотичье; 4 — пор. Падун;
5, 6 — д. Плакковара; 7 — д. Остречье; 8 — оз. Фенькина Ламбина; 9 — пос. Гормозеро, южный бе-
рег оз. Сегозера; 10 — д. Погост; 11 — Орчень-губа, северный берег оз. Сегозера; 12 — оз. Лигъярви;
13 — д. Шалговаара; 14 — оз. Хаурислампи, оз. Елмозеро.
Условные обозначения гранулометрического и вещественного состава пород приведены на
фиг. 144.

СЗ



Фиг. 148. Профиль II—II (текстурный) для нижней осадочной подтолщи ятулия по
линии г. Повенец—северный берег оз. Елмозера.
1—14 указаны на фиг. 147. Условные обозначения текстурных особенностей приведены на
фиг. 145.



Фиг. 149. Профиль II—II (фациальный) для нижней осадочной подтолщи ятулия по
линии г. Повенец — северный берег оз. Елмозера:
1—14 указаны на фиг. 147. Условные обозначения фациальных обстановок приведены на фиг. 146.

пород унаследован от состава исходных осадков и не связан с их метаморфическими преобразованиями.

При сравнении результатов нанесения состава ятулийских глинистых сланцев на треугольник колебаний состава с такими же, приведенными А. Б. Роновым и З. В. Хлебниковой, устанавливается, что «поле» ятулийских глинистых пород занимает промежуточное положение между «полем» континентальных глин влажного и жаркого климата и «полем» морских глин и засоленных лагун.

При этом на треугольнике колебания состава для нижнеятулийских глинистых пород наблюдается относительный разброс точек, частичное расположение их в поле «морских глин» и смещение остальной части точек в сторону вершины $\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O}$. Эти точки занимают промежуточное положение между точками среднего состава всех магматических и кислых магматогенных пород.

В треугольнике колебания состава среднеятулийских глинистых пород точки ложатся более компактно в поле «морских глин», отличаясь от нижнеятулийских пород большим содержанием $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$.

Для верхнеятулийских глинистых пород вновь наблюдается разброс точек и размещение их в поле «морских глин» и «глин засоленных лагун». Анализ треугольников колебания состава ятулийских глинистых пород показывает, что состав глин претерпел некоторые изменения за период от нижнего до верхнего ятулия в сторону некоторого уменьшения количества $\text{K}_2\text{O} + \text{SiO}_2$ и повышения содержаний Al_2O_3 .

На фиг. 44 показаны сопоставления среднего химического состава ятулийских глинистых пород и глин различных типов со средним химическим составом магматогенных пород по методу В. К. Головенка. По характеру кривых видно, что ятулийские глинистые породы занимают промежуточное положение между глинами влажного жаркого климата (каолиновые и др.) и морскими, то есть здесь также видна указанная выше особенность ятулийских глинистых пород.

Группа пород коры выветривания

В данном разделе коротко рассматриваются образования остаточных кор выветривания, широко развитые на поверхности пород фундамента (нижний горизонт) и среднеятулийских эффузивов (верхний горизонт).

Эти образования включают два типа базальных образований ятулия:

1. Кора химического выветривания.
2. Элювиально-делювиальные образования — кора физического выветривания или, при выраженной их обызвесткованности, производная аккумуляция коры химического выветривания.

Другие типы базальных образований рассматриваются вместе с обломочными породами.

Нижний горизонт коры выветривания

Обнажения, в которых устанавливается нижний горизонт кор выветривания, известны в большом количестве почти во всех областях развития ятулия. Коры выветривания фиксируются на джытулийской поверхности, сложенной архейско-нижнепротерозойскими гранитоидами, кристаллическими сланцами нижнего протерозоя, сариолийскими конгломератами.

Коры выветривания на гнейсо-гранитных породах представлены в Карелии обоими типами базальных образований.

Первый тип, собственно кора химического выветривания, впервые описанный А. Метцгером (Metzger, 1924), имеет широкое площадное распространение в районе Прионежья, озер Туломозера, Суоярви, Сегозера, Селецкого, Маслозера, р. Чирка-Кеми и т. д.

В обнажениях устанавливается следующая зональность коры выветривания:

а) Серые и розовато-серые граниты и гнейсо-граниты плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые с мусковитом, хлоритизированным и свежим биотитом, иногда незначительно эпидотизированные. Преобладающие акцессории: апатит, сфен и циркон. Серичитизация плагиоклазов очень слабая, начинается обычно по краям зерен и двойниковым швам.

б) Гранит выветрелый, серого, зеленовато-серого или розовато-серого цвета. Структура гранита сохраняется без изменения. Нередко на зернах кварца, соприкасающихся с интенсивно измененными зернами плагиоклазов, наблюдается регенерационная кайма с включением продуктов замещения плагиоклаза.

Микроклин, как правило, сохраняет первичный облик, и лишь в верхней части зоны наблюдается замещение его агрегатом карбоната и крупночешуйчатого серицита. При этом соприкасающиеся с таким микроклином интенсивно замещенные зерна плагиоклаза приобретают свежую, по-видимому, альбитовую регенерационную кайму, развитую только вдоль линий контактов.

Плагиоклаз претерпевает прогрессирующую серичитизацию, вплоть до полного замещения мелкочешуйчатым серицитом в верхней части зоны. В меньшей степени, но повсеместно по плагиоклазу развивается кальцит. Лишь в верхней части зоны последний нередко достигает 2—7% породы.

Математическая обработка массовых замеров углов симметричного погасания плагиоклазов в данной и предыдущих зонах, проведенных в нескольких обнажениях, с высокой надежностью показала, что в процессе выветривания состав плагиоклазов меняется от № 8—10 на более кислый № 0—2.

Биотит в данной зоне частично или полностью замещается хлоритом. При этом выделяются рудные в виде тонкодисперсного лейкоксена или сагенитовой решетки рутила. Хлорит в верхней части зоны замещается серицитом.

В некоторых обнажениях наблюдаются неправильные и ромбические зерна сфена.

в) Породы белесого цвета с реликтовой гранитной структурой. Кварцевые зерна неправильной формы нередко трещиноваты и корродированы. Место полевых шпатов полностью занято тонкочешуйчатым серицитом, возможно с примесью талька, распознающегося на ощупь в образцах и изредка заметного в шлифах.

Биотит встречается очень редко. Вместо него присутствует хлорит с лейкоксеновой «пылью» и сагенитовой рутиловой решеткой. Хлорит, в свою очередь, замещается серицитом и кварцево-серицитовым агрегатом. Сагенитовая решетка рутила нередко остается при этом неизменной.

Часто наблюдается регенерированный и вторичный мелко мозаичный кварц в смеси с серицитом. Карбоната, как правило, нет.

г) Породы белесого цвета, зеленовато-серые, кварцево-серицитовые. Структура ближе к обломочной, нередко значительная сланцеватость.

Появляются признаки окатывания кварцевых зерен. Серицит составляет основную массу породы.

Выше, обычно с размывом, залегают конгломераты, гравелиты и песчаники ятулия.

Подобная зональность наблюдается в различных районах, хотя местами верхние зоны могут отсутствовать. Общая мощность зон *б*, *в* и *г* меняется в пределах 5—25 м.

Изменения минералогического состава пород в различных зонах профиля выветривания хорошо иллюстрируются результатами количественно-минералогического анализа образцов из двух типичных разрезов коры выветривания (табл. 10, 1, 2).

В химическом составе пород различных зон коры выветривания наблюдаются также определенные закономерности. Эти закономерности, характерные для большинства изученных разрезов, можно проследить по результатам анализа образцов пород из тех же типичных разрезов (табл. 10).

Изменения состава пород в зонах коры выветривания иллюстрируются данными табл. 10. Вверх по разрезу значительно увеличивается содержание K_2O , MgO , Cr , иногда V и Y , не столь резко содержание Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , Ba , Ni , Be , Zr , Zn . Значительное уменьшение содержания наблюдается для следующих элементов: Na_2O , CaO , иногда FeO и Sr ; существенно убывает количество общей и силикатной SiO_2 , в меньшей степени MnO и Cu . Свободная SiO_2 (и кварц по подсчетам в шлифах) в зоне *в* увеличивается, выше — снова падает. Резко различно в данных двух разрезах поведение Pb . В разрезе № 906 он резко убывает вверх, тогда как в разрезе № 945 его количество медленно увеличивается. Валовое железо в большинстве случаев обнаруживает тенденцию к накоплению в верхних зонах.

Изменения содержания минералов и элементов в анализированных разрезах хорошо согласовываются между собой и в целом дают представление о вполне закономерных процессах выветривания гранитных пород в зоне гипергенеза ятулийского времени.

Второй тип базальных образований ятулия (элювиально-делювиальные брекчии гранитов) в наиболее типичном виде наблюдается на островах и восточном берегу оз. Сегозера. Аналогичные образования ранее отмечались на западном берегу оз. Сундозера, в районе оз. Вотулма (В. И. Робонен, 1960; В. З. Негруца, 1963), оз. Янисъярви (И. Н. Лобанов, 1961).

На северо-восточных берегах Глухой губы и о-ва Лехта-I оз. Сегозера изучены обнажения, в которых контакт гнейсо-гранитов с ятулийскими образованиями почти непрерывно прослеживается на расстоянии более 200 м.

Подстилающие ятулий гнейсо-граниты несут следы выветривания, соответствующие зонам *а* и *б*, рассмотренным выше. Здесь отмечается серицитизация и карбонатизация плагиоклазов, часто интенсивная первичная трещиноватость пород. Широко развит мелкочешуйчатый хлорит.

На неровной, сильно трещиноватой поверхности гранитного основания залегает гранитная брекчия с обломками до 1 м в поперечнике. По вертикали прослеживаются все стадии зарождения, отделения и перемещения глыб. Размер обломков уменьшается при удалении от основания.

Гранит в обломках подвержен тем же изменениям, что и в основании. Степень выветрелости плагиоклазов в обломках вверх по разрезу все более сильно колеблется, уменьшаясь в среднем (этот факт надежно

Таблица 10

Результаты анализов образцов из типичных разрезов коры выветривания на гранитах (*a* — неизменная порода, *б, в* — различные степени выветрелости, *г* — полностью переработанная порода)

1) Пос. Ахвенламби, разрез 945, минералогический анализ в шлифах на интеграционном столике

Зона	№ образца	Кварц	Плагиоклаз	Микроклин	Серицит	Хлорит	Биотит	Карбонат	Сфен	Апатит	Рутил
Микроклин-плагиоклазовый гранит											
<i>a</i>	945—1	10,4	23,7	12,8	37,6	2,0	4,5	7,5	1,2	0,3	—
<i>б</i>	945—3	24,5	17,9	9,0	36,8	1,4	2,1	4,8	0,6	0,8	2,1
	945—5	24,7	—	—	73,0	0,4	0,9	—	0,5	0,5	—
<i>в</i>	945—7	24,6	—	—	72,0	1,9	0,2	—	0,5	0,6	—
<i>г</i>	945—9	20,7	—	—	71,9	4,4	—	—	1,6	1,4	—

2) Оз. Гормозеро, разрез 906, минералогический анализ в шлифах на интеграционном столике

Зона	№ образца	Кварц	Плагиоклаз	Серицит	Эпидот	Биотит	Карбонат
<i>a</i>	906	24	68	4	3	1	—
<i>б</i>	906—1	19	53	26	—	—	2
<i>в</i>	906—2	55	5	40	—	—	—
<i>в</i>	906—3	40	3	57	—	—	—
<i>г</i>	906—4	42	—	58	—	—	—

3) Пос. Ахвенламби, разрез 945, химический анализ (аналитик А. И. Федосеева)

Зона	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Ппп	Сумма
<i>a</i>	945—1	63,96	0,46	18,22	2,78	0,98	0,04	2,91	1,20	3,30	3,90	—	2,68	100,45
<i>б</i>	945—3	64,98	0,45	16,12	3,65	0,80	0,05	2,19	2,04	3,30	3,70	—	3,00	100,28
<i>в</i>	945—5	63,40	0,51	18,17	3,76	0,86	0,04	3,21	0,74	0,28	6,20	—	3,22	100,39
<i>г</i>	945—9	54,83	0,70	21,98	3,56	0,88	0,05	4,72	0,98	0,18	7,76	—	4,08	99,72

4) Там же, спектральный анализ (аналитик Э. С. Васильева)

Зона	№ образца	Be	Sc	P	Mn	Pb	Ja	V	Y	Cu	Zn	Co	Ni	Zr	Sr	Cr	Ba
<i>a</i>	945—1	1,8	0,7	0,2	5,5	0,2	4,6	4,5	1,7	0,9	0,3	2,4	2,4	5,4	5,5	3,7	7,0
<i>б</i>	945—2	1,6	0,7	0,1	5,7	0,2	4,5	4,6	2,7	0,6	0,1	2,2	2,4	5,3	5,9	3,3	6,9
<i>б</i>	945—3	1,4	0,5	0,1	5,5	0,2	4,6	4,6	1,4	0,8	0,0	2,1	2,4	5,3	5,5	3,4	6,8
<i>б</i>	945—4	1,5	0,2	0,05	5,8	—	4,3	4,6	0,8	0,9	0,1	2,2	2,4	5,2	5,2	3,0	7,0
<i>в</i>	945—5	1,7	0,4	0,1	5,4	—	4,5	4,7	—	0,9	0,1	2,0	2,4	5,3	5,2	3,3	7,4
<i>в</i>	945—6	1,7	0,5	0,1	5,4	—	4,6	4,7	1,2	0,8	0,1	2,4	2,7	5,4	5,1	3,4	7,4
<i>в</i>	945—7	1,5	0,05	0,0	5,5	0,1	4,3	4,5	0,2	0,9	0,2	2,5	2,9	4,6	5,2	2,2	7,1
<i>в</i>	945—8	1,9	0,6	0,2	5,1	0,3	4,8	4,9	4,5	0,9	0,1	0,6	2,4	5,3	5,4	4,0	7,5
	945—9	1,9	1,0	0,4	5,4	0,4	4,7	4,8	4,0	0,6	0,2	2,4	2,6	5,6	5,3	4,2	7,5

Цифры в 4) и 6)—средние из 10 полуколичественных определений в каждой пробе. При усреднении шкала: больше 1%; 1,0—0,3%; 0,3—0,1%... заменена числами 10, 9, 8... что равносильно приближенному логарифмированию, необходимому при операциях с логнормально распределенными содержаниями малых компонентов.

5) Оз. Гормозеро, разрез 906, химический анализ
(аналитик А. И. Федосеева)

Зона	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Ппп	Сумма
a	906	70,66	0,15	15,99	1,15	0,45	0,04	0,53	1,92	4,59	3,38	0,14	0,74	99,74
б	906—1	65,34	0,12	17,11	1,20	0,29	0,06	1,07	3,09	3,03	5,03	0,10	3,53	99,97
в	906—2	72,84	0,16	15,44	1,45	0,25	0,01	1,96	0,19	0,28	5,24	0,11	2,39	99,80
г	906—4	65,18	0,22	19,39	1,58	0,25	0,01	2,63	0,24	—	6,80	0,09	3,00	99,39

6) Там же, спектральный анализ (аналитик Э. С. Васильева)

Зона	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Ппп	Сумма
a	906	1,2	5,0	3,7	8,5	2,8	7,0	1,6	10,0	2,4	10,0	7,5	2,0	7,3
б	906—1	1,0	5,5	2,6	8,8	4,0	7,2	1,0	10,0	2,0	10,0	6,5	2,2	7,5
в	906—2	1,5	5,0	0,3	8,7	4,4	7,2	0,9	8,5	2,0	8,7	5,0	2,0	7,6
	906—3	1,5	7,0	0,2	9,5	4,5	7,4	1,1	7,5	2,2	8,5	3,0	2,0	7,7
г	906—4	1,6	5,3	0,4	9,8	4,5	7,6	1,2	7,5	2,5	8,5	5,0	2,9	7,8

отличает ятулийские конгломерато-брекчии от аналогичного состава сариолийских).

Брекчии цементируются более мелким обломочным материалом и песчано-сланцевой, слюдисто-кальцитовый или карбонатной породой; две последние часто образуют самостоятельные обособления и слои до 5—10 м мощностью (фиг. 45). При этом, как правило, сравнительно чистый мелко- и тонкозернистый карбонат, слагающий самостоятельные линзы и слои, представлен доломитом, тогда как карбонат, образующий смеси с терригенным материалом, представлен кальцитом.

Мощность брекчий быстро меняется по простираанию в широких (0,5—30 м) пределах, что обусловлено заполнением ими той или иной глубины понижений поверхности доятулийского основания.

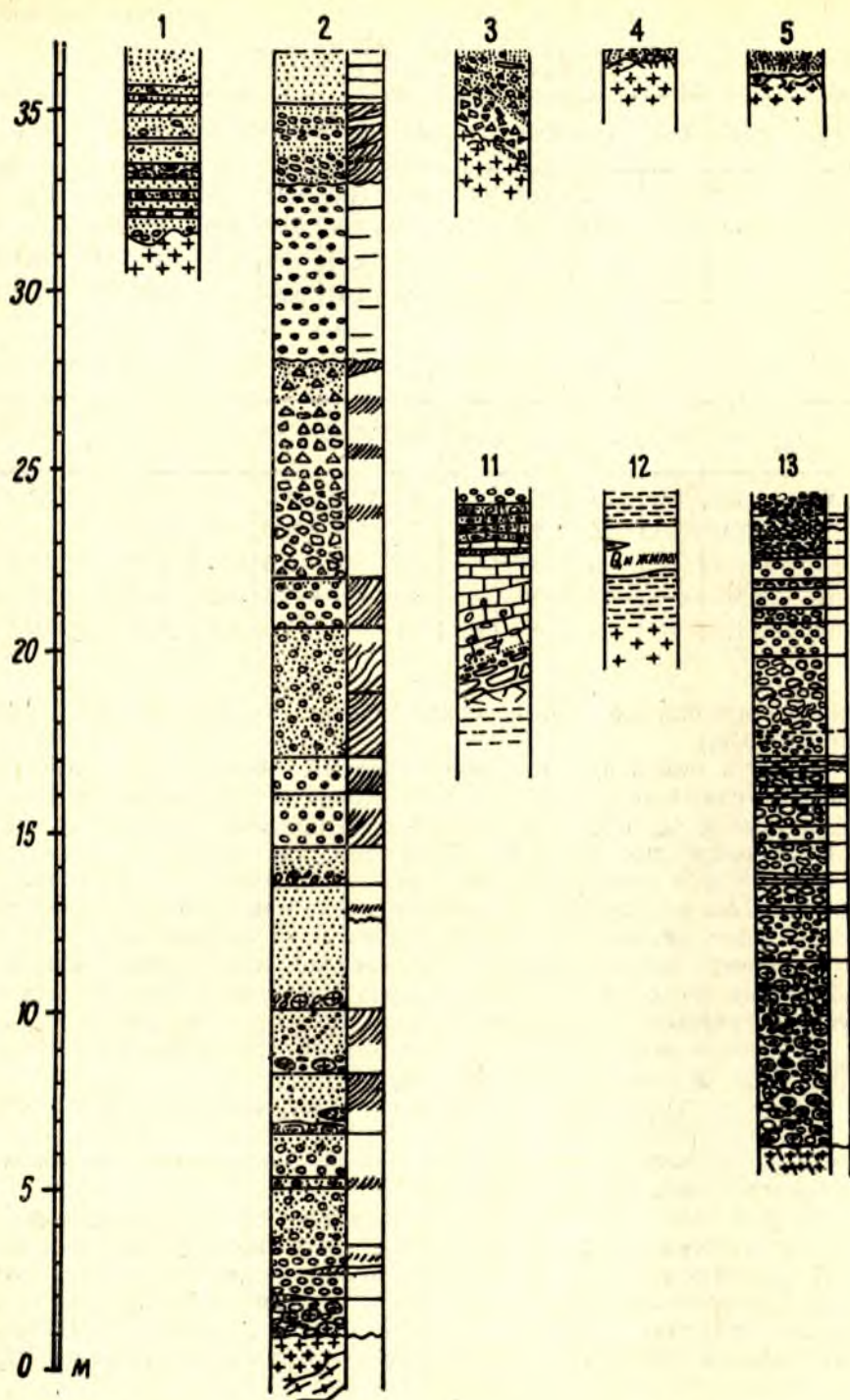
Брекчии перекрываются конгломератами, гравелитами и песчаниками нижней осадочной подтолщи ятулия.

Характер изменений химического состава гранитов основания можно иллюстрировать табл. 11.

Данные анализов показывают, что направленность процессов выветривания здесь та же, что и ранее.

Коры выветривания на нижнепротерозойских породах изучены пока недостаточно, хотя наличие их отмечалось М. М. Зильбером и Н. Д. Быковой в районе южного берега оз. Сегозера, Л. Я. Харитоновым (1961) в районе д. Койкары и за пределами Центральной Карелии — М. А. Гиляровой (1955) в районе ст. Надвоицы, К. О. Кратцем и В. И. Робоненым (1960) — в районе Шомбозера, Шуезера и т. д.

М. М. Зильбер отмечает, что темно-зеленые хлорито-амфиболовые сланцы переходят в сильно ожелезненную амфибол-хлоритовую породу, вверх осветляющуюся и переходящую в рассланцованные серицито-кварцевые песчаники ятулия, выше сменяющиеся кварцито-песчаниками. Мощность пород, измененных выветриванием, 3 м.



Фиг. 45. Сводные колонки базальных

1— о. Мурдосаари; 2— о. Гриданосаари; 3— о. Лехта 1; 4, 5, 6— о. Лехта 1; 7— о. Гогансаари; 13— Глухая губа, обн. 431; 14— Глухая губа, обн. 432; 15, 16— Глухая губа, обн. 432. Условные обозначения к колонкам: 1— гранитные конгломераты; 2— гранитные гальки; 3— гравелиты; 4— песчаники; 5— брекчия; 6— карбонатные и с ненарушенной, 6— с нарушенной структурой; 11— косая слоистость; 12— знаки

На другом участке на биотито-хлоритовых сланцах кора выветривания выражена в усиливающейся, по направлению к контакту с ятулийскими породами, хлоритизации, а ближе к последнему — и серицитизации параллельно с обесцвечиванием породы. Непосредственно в контакте наблюдается сильное ожелезнение. Выше залегают хлорито-серицит-кварцевые рассланцованные песчаники, в которых вверх быстро исчезает хлорит, уменьшается степень ожелезнения, увеличивается количество и окатанность кварцевых зерен. Данные породы постепенно

Таблица 11

Химические анализы гранита основания (74—1) и фрагмента брекчии (74—4), обнажение 74, о-в Лехта-2 оз. Сегозера. Аналитик Г. И. Капустина

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Ппп	Сумма
74—4	61,64	0,21	18,03	1,84	1,02	0,05	4,59	1,28	1,06	5,02	0,26	4,51	99,51
74—1	70,01	0,21	14,53	1,68	0,75	0,02	1,38	1,97	3,07	2,88	0,22	2,92	99,64

сменяются кварцевыми конгломератами и кварцито-песчаниками. М. А. Гилярова (1955), описывая контакт кварцевых порфиров и выше лежащих ятулийских пород в районе Тунгуды, отмечает: «Кварцевый порфир в контакте выветрелый, осланцованный, с полевым шпатом, целиком замещенным кальцитом и серицитом, постепенно и незаметно переходит в выше и несогласно залегающие кварциты».

Более подробных данных об изменении доятулийских пород в процессе их выветривания указанные авторы не приводят.

В ряде пунктов района Койкары — Гирвас наблюдаются коры выветривания, развитые на кварцево-серицитовых сланцах и метадиабазах нижнего протерозоя. Общая направленность изменений физических, химических и минералогических характеристик различных зон остается той же, что была изложена выше для гранитоидных пород.

Коры выветривания на сариолийских образованиях впервые в Карелии отмечены Эскола (Eskola, 1948). Они известны в районах р. Кумсы (оз. Долгое, пор. Падун, д. Плакковаара, оз. Пейболамби), деревень Койкары — Святнаволок (оз. Мусталамби, Салваламби), оз. Селецкое, Сегозеро, д. Лубосалми и т. д.

В районе д. Карельская Масельга нами была описана следующая зональность в коре выветривания на сариолийских конгломератах:

а) Галечные и валунные гранитные конгломераты с редкими обломками зеленых сланцев, амфиболитов, которые перекрывают невыветрелые граниты. Валуны так же, как и аркозовый цемент, не имеют значительных признаков выветривания.

б) Те же конгломераты. Зерна плагиоклаза в валунах гранита и цементе серицитизированы и карбонатизированы, биотит хлоритизирован. Степень изменения возрастает вверх по разрезу. Встречаются регенерированные зерна апатита. Мощность — 3—7 м.

в) Те же конгломераты с нацело серицитизированным плагиоклазом и со значительным содержанием карбоната, пропитывающим как цемент, так и валуны конгломерата. Известковый материал слагает также обособления неправильно-линзообразной формы с реликтами концентрически-зональных конкреционных текстур. В зернах карбоната вкраплена рудная пыль (лимонит, гематит, лейкоксен), заполняющая карбонат полностью, либо располагающаяся в виде тонких прерывистых

или концентрически расположенных полосок. В замутненных пылью участках карбонатных зерен развиваются хорошо ограненные кристаллы турмалина с «запыленным» ядром. Мощность горизонта карбонатизации не выдержана и меняется в пределах 0,2—0,5 м.

г) Порода с реликтовой конгломератовой текстурой, в которой видны контуры окатанных валунов и галек (хотя по составу это кварцевосерицитовая порода). Полевой шпат валунов и цемента нацело замещен слюдястым материалом. Карбонат здесь отсутствует. Мощность — 1,0—1,5 м.

д) Кварцевые конгломераты, гравелиты и песчаники ятулия.

Химические анализы свежих (а) и выветрелых (б, в, г) галек конгломерата приведены в табл. 12.

Таблица 12

Результаты химического анализа галек свежих (а) и выветрелых (б, в, г) гранитов из разреза сарилийских конгломератов в районе д. Карельская Масельга. Аналитик А. И. Федосеева

Зона	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Ппп	Сумма
б-г	733—18	74,16	0,17	14,35	2,22	0,16	0,006	1,44	0,14	сл.	4,94	0,05	2,21	99,84
б	733—7	73—42	0,17	12,29	1,84	0,35	0,03	2,08	1,68	2,55	2,94	0,07	2,61	100,05
а	733—1	70—73	0,24	14,05	1,70	0,44	0,06	1,74	2,02	1,70	4,15	0,11	3,06	100,00

Полной уверенности в том, что анализу подвергнуты гальки гранитов одной разновидности, авторы не имеют, однако сравнение химических анализов показывает, что изменение состава пород снизу вверх по разрезу происходит по указанным выше схемам. Снизу вверх увеличивается содержание SiO₂, Fe₂O₃, K₂O, уменьшается количество FeO, MnO, CaO. Содержание Na₂O вначале возрастает, а затем резко уменьшается; количество Al₂O₃ сперва уменьшается, затем снова возрастает.

Верхний горизонт коры выветривания

На южном и восточном берегах оз. Сегозера встречены обнажения, в которых устанавливается неизвестный ранее горизонт кор выветривания на поверхности среднеятулийских эффузивных образований. Так, на берегу залива Гарьюс-губа наблюдается постепенный переход темно-

Таблица 13

Результаты химического анализа пород верхнего горизонта коры выветривания на эффузивах среднего ятулия южного (разрез 909) и восточного (разрез 6) берегов оз. Сегозера. Аналитики А. И. Федосеева, Н. Д. Малькова

№ образца	Зона	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Ппп.	Сумма
6—44	б	49,95	1,00	13,85	9,50	2,77	0,07	9,60	3,07	0,70	2,35	0,02	6,90	99,75
6—8	а	44—45	1,37	11,83	13,90	4,07	0,06	13,96	1,83	1,68	0,56	0,06	6,53	100,37
909—24	б	52,46	1,08	20,57	4,67	2,44	0,005	5,74	1,16	2,34	4,20	0,18	4,75	99,56
909—23	а	50,12	0,70	13,59	8,85	4,73	0,13	8,69	7,12	2,06	0,18	0,18	3,47	99,72
909—21	б	46,54	0,94	15,99	7,25	7,82	0,15	9,29	2,87	3,69	0,17	0,27	4,58	99,56

зеленых альбито-амфиболовых мандельштейнов верхнего лавового потока среднего ятулия в белесые породы, сохраняющую диабазовую и офитовую структуры, но сложенные хлоритом, серицитом и карбонатом.

Аналогичные изменения в кровле основных пород отмечаются и на восточном берегу оз. Сегозера. Мощность коры выветривания не превышает 1 м.

Химические анализы свежих и выветрелых диабазов приведены в табл. 13.

Приведенные данные показывают, что здесь также отражаются основные особенности процессов ятулийского выветривания. Отличия могут объясняться выносом некоторых соединений в постмагматическую стадию.

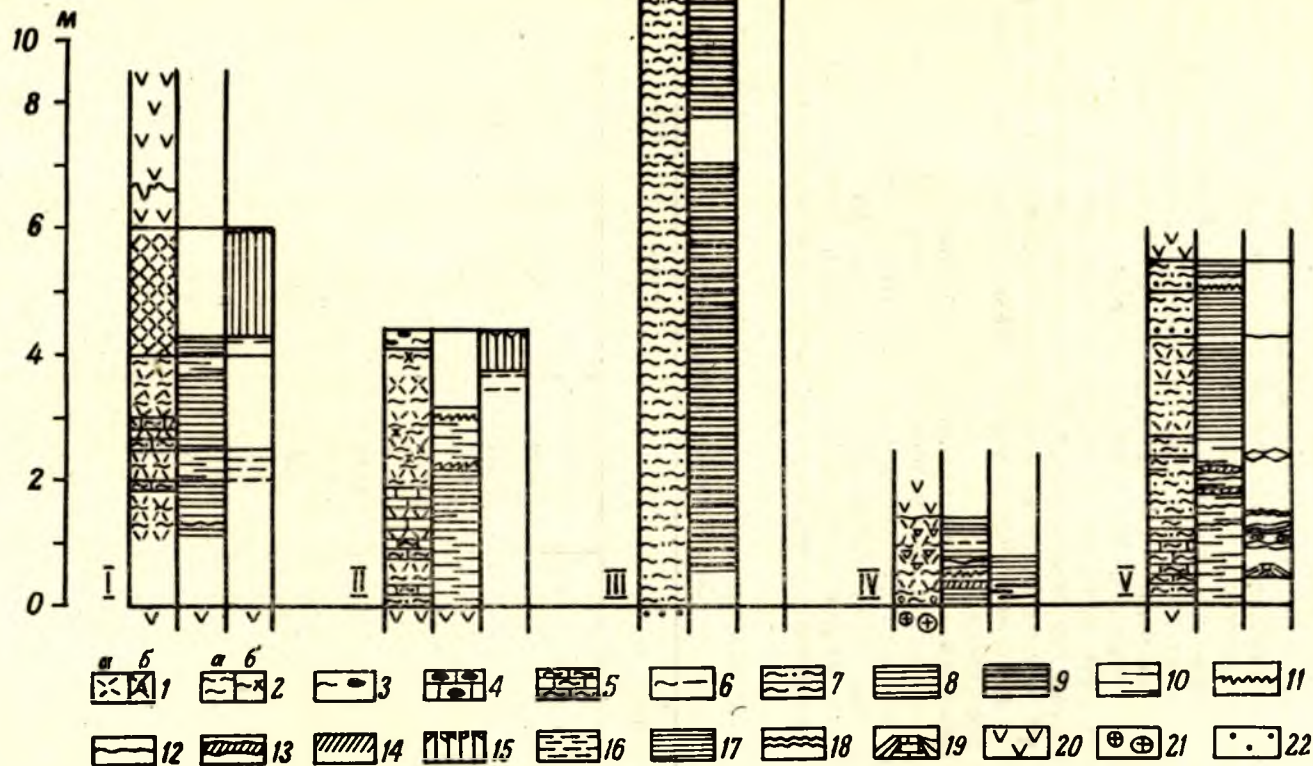
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

В многочисленных разрезах лавовых толщ на различных стратиграфических уровнях между лавовыми потоками установлены пачки туфогенно-осадочных пород с мощностями до 10 м. Анализ площадного распространения древней пирокластики показывает, что наибольшие ее количества приурочены к районам установленного и предполагаемого расположения вулканических аппаратов. Кроме того, именно к этим участкам приурочен и наиболее грубообломочный переотложенный материал. Изучение вертикального положения вулканических образований внутри лавовых толщ показало, что они находятся в тесной связи с проявленной цикличностью (стадийностью) вулканической деятельности и по времени приурочиваются к начальным этапам. В соответствии с выделенными тремя-четырьмя вулканическими циклами (стадиями), проявленными в процессе лавовых излияний в пределах ряда самостоятельных вулканических зон, и устанавливается положение в разрезах древней пирокластики (фиг. 46).

Пирокластические породы в разрезах вулканогенно-осадочных образований ятулия имеют подчиненное (коэффициент палеоэксплозивности не превышает 6%) значение. Среди пирокластических образований ятулия выделены: туфы, содержащие не более 10% нормально-осадочного материала; туффиты — осадочного материала до 50% и туфогенно-осадочные породы, состоящие примерно на 90% из терригенно-осадочного материала.

Породы обладают темно-зеленой и зеленовато-серой окраской, нередко с красноватым или фиолетовым оттенком.

Туфы и туффиты слагают прослойки и линзы мощностью от 2—3 до 10 см, реже — 1—2 см среди туфогенно-осадочных и осадочных пород в обнажениях восточного берега озер Сегозера, Салваламби, Селецкого, Сундозера. Пирокластический материал сильно разрушен и замещен агрегатом спутанно-волокнистого хлорита и тонкочешуйчатого биотита, с небольшой примесью кальцита. Однако местами под микроскопом отчетливо наблюдаются контуры, подчеркнутые тонкораспыленным рудным веществом обломков вулканического стекла, и неправильные, округлоовальные контуры хлопьев пепла. В туффитах района пос. Гирвас встречаются округлые образования диаметром 2—4 мм, четко очерченные темной корочкой из рудного минерала. Состав их не отличается от породы в целом. Эти образования напоминают пепловые лапилли, описанные многими исследователями (G. Games, I. G. Moore, 1962; Л. Н. Котова, 1966 и др.). Новообразованные минералы представлены тонкими иголочками турмалина и конвертообразными кристаллами сфена.



Фиг. 46. Геолого-литологические колонки туфогенно-осадочных пород ятулия Карелии:

I— восточный берег оз. Сегозера; II— юго-восточный берег оз. Сегозера; III— оз. Салвалампи; IV— оз. Сундозеро; V— пос. Гирвас.

1— а) туфы витрокластические, б) туфы литовитрокластические; 2) — а) туффит, б) туффит с гематитом; 3— кремнистый туффит; 4— карбонатно-кремнистая порода; 5— карбонатный туффит; 6— глинистый туффит; 7— а) туфо-песчаник, б) — туфо-гравелит; 8— горизонтальная слоистость; 9— горизонтальная ритмичная слоистость; 10— горизонтальная прерывистая слоистость; 11— водооползневая текстура; 12— знаки ряби; 13— косоволнистая слоистость; 14— косая слоистость; 15— призматическая отдельность; 16— трещины усыхания; 17, 18, 19 — текстуры давления; 20 — эффузивные основные породы; 21 — гранитные конгломераты; 22 — песчаники.

Нормально-осадочная часть породы представлена серицитом и слабоокатанным мелким обломочным материалом кварца, полевого шпата, магнетита, реже апатита, эпидота и циркона.

Туфы обладают пелитовой структурой и однородной массивной или неяснослоистой текстурой. По характеру пирокластического материала туфы относятся к витрокластическим, однако в районе оз. Сундозера отмечены туфы литовитрокластические. В последних, наряду с мелкими обломочками вулканического измененного стекла, отмечены остроугольные обломки кварца, полевого шпата и измененной основной породы.

Туффиты имеют несколько более широкое распространение. Среди них встречены псаммито-туффиты и алевро-туффиты, с псаммитовой и алевроитовой структурой. Ввиду большего содержания осадочного материала текстурные признаки в туффитах проявляются более четко. Здесь прослежены горизонтальная, горизонтальная ритмичная, косоволнистая и очень мелкая косая параллельная слоистость. На плоскостях напластования местами заметны мелкие знаки ряби, воднооползневые нарушения слоистости.

Среди туфогенно-осадочных пород, содержащих лишь небольшое количество пирокластического материала, встречены туфо-песчаники, туфо-гравелиты и, реже туфо-алевролиты. Обломочный материал представлен кварцем, кварцитом, сланцем и аксессуарными минералами — магнетитом, сфеном, апатитом, цирконом и турмалином. Цемент породы сложен хлоритом, серицитом, биотитом, перекристаллизованным пепловым

Таблица 14

Химический состав туфов

Компоненты	6—7	6—8	63—8
	1	2	3
SiO ₂	33,76	44,45	37,92
TiO ₂	0,82	1,37	1,50
Al ₂ O ₃	14,14	11,83	21,00
Fe ₂ O ₃	8,02	13,90	17,82
FeO	4,82	4,07	2,45
MnO	0,13	0,06	0,074
MgO	15,94	13,95	7,06
CaO	7,74	1,83	0,92
Na ₂ O	0,50	1,68	0,17
K ₂ O	1,21	0,56	5,79
P ₂ O ₅	0,10	0,08	—
H ₂ O	0,05	0,06	0,86
CuO	—	—	—
CoO	—	—	—
NiO	—	—	—
S	—	—	—
П п п	12,92	12,53	4,96
С у м м а	100,12	100,55	100,02

1—2 — туф хлоритовый. Аналитик Н. Д. Малькова.

3 — туф хлоритовый. Аналитик Т. М. Брагина.

материалом. Текстуры пород четкие и разнообразные, аналогичные таковым в нормально-осадочных образованиях. Химический состав туфов приведен в табл. 14.

К данной группе пород относятся яшмовидные силициты. Это тонкозернистые с полураковистым изломом породы красно-бурого, сургучного, вишневого, серовато-зеленого, темно-зеленого цвета, с тонкой слоистостью. Микроскопически устанавливается гранобластовая, равномернотонкозернистая структура породы, сложенной кварцем с различным количеством примеси хлорита, гематитизированного магнетита, гематита, карбоната, эпидота, тремолита. Преобладание тех или других минералов-примесей (хлорита или гематита) обуславливает расцветку породы. Химические анализы силицитов приведены в табл. 15.

Яшмовидные силициты (фиг. 47—А, Б, В, Г) образуют маломощные жилы, линзы, сложной формы гнезда разных размеров (от 0,6—1,0 до 4,0 м) среди диабазовых мандельштейнов и шаровых лав диабазовых и миндалекаменных диабазов в кровле лавовых потоков, заполняя их неровности. Подобные образования широко развиты в районе оз. Сегозера. В виде прослоев до 1 м мощности они залегают среди туфов

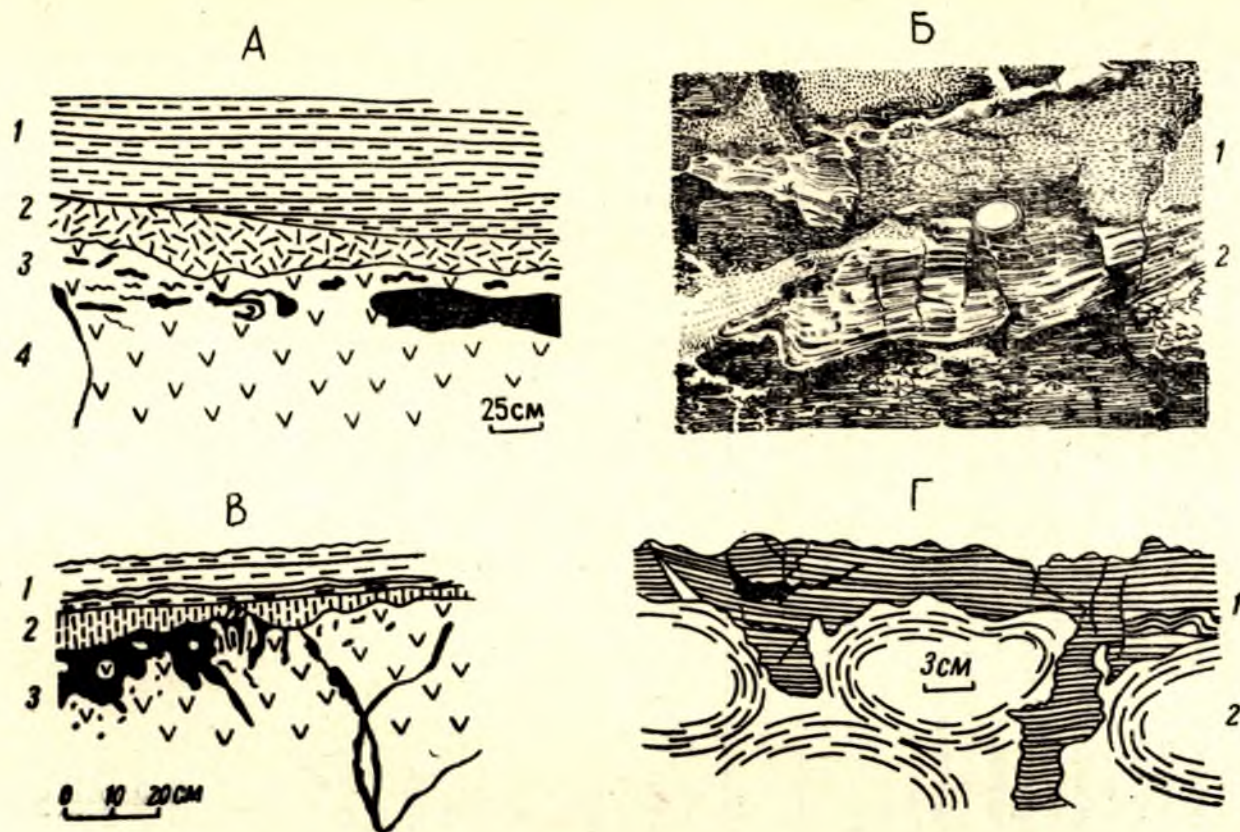
Таблица 15

Химический состав яшмовидных силицитов
и травертинов Центральной Карелии

Компоненты	3053—30	3006—6
	1	2
SiO ₂	86,47	38,22
TiO ₂	0,21	0,08
Al ₂ O ₃	5,25	1,93
Fe ₂ O ₃	0,85	0,59
FeO	1,65	1,65
MnO	0,05	0,32
MgO	2,14	1,52
CaO	0,44	30,60
Na ₂ O	1,40	0,34
K ₂ O	0,32	0,12
P ₂ O ₅	сл.	сл.
As ₂ O ₅	н/опр.	н/опр.
B ₂ O ₃	"	"
SO ₃	"	"
S	0,07	0,04
CuO	0,016	сл.
CoO	сл.	н/опр.
NiO	"	сл.
П п п	1,19	24,11
H ₂ O	0,09	0,18
С у м м а	100,11	99,68

1 — яшмовидный силицит. Урочище „Воронов Бор“. Аналитик Т. М. Брагина.

2 — травертин. Оз. Сегозеро. Аналитик Т. М. Брагина.



Фиг. 47. Морфологические особенности тел яшмовидных силицитов:

А — яшмовидный силицит восточного берега оз. Сегозера: 1 — туфо-сланец; 2 — туфо-песчаник; 3 — гнезда и линзы яшмовидных силицитов в диабазовых мандельштейнах кровли лавового потока; 4 — диабазовые мандельштейны.

Б — яшмовидный силицит восточного берега оз. Сегозера: 1 — диабазовые мандельштейны; 2 — линза яшмовидных силицитов.

В — яшмовидные силициты в кровле лавового потока южного берега оз. Сегозера: 1 — туфо-сланец; 2 — туфо-песчаник; 3 — зона яшмовидных силицитов в диабазовых мандельштейнах.

Г — яшмовидные силициты в шаровых лавах Орченьгубы оз. Сегозера: 1 — пластовая залежь яшмовидного силицита; 2 — шировые лавы диабазов и миндалекаменных диабазов.

и туффигов, переслаивающихся с покровами. На некотором удалении от вулканических аппаратов сформировались, по-видимому, кремнистые образования, залегающие среди туфогенно-песчанистых осадков среднего ятулия в районе г. Медвежьегорска. Они имеют здесь форму линзовидных прослоев до 0,5 м мощности, а также слагают обособления овальной, караваеподобной, цилиндрической и другой формы мощностью до 1,0 м.

Эти и ряд других образований, сформировавшихся при том или ином участии продуктов деятельности фумарол и сольфатар и осадочного материала, как и в случае с туфами, следует относить к вулканогенно-осадочным ассоциациям.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ

Основные эффузивные породы

В строении лавовых потоков ниже- и среднеятулийской фаз вулканизма участвует довольно большое количество петрографических типов пород и их переходных разновидностей. Во всех без исключения лавовых потоках в основании устанавливаются мелко-среднезернистые либо афанитовые диабазы, которые в средних частях потоков сменяются разнообразными диабазовыми порфиритами. Как правило, в кровле лавовых потоков развиты диабазовые мандельштейны, миндалекаменные диабазы, диабазовые мандельштейновые автобрекчии или миндалекаменные диабазы с шаровой текстурой (шаровые лавы).

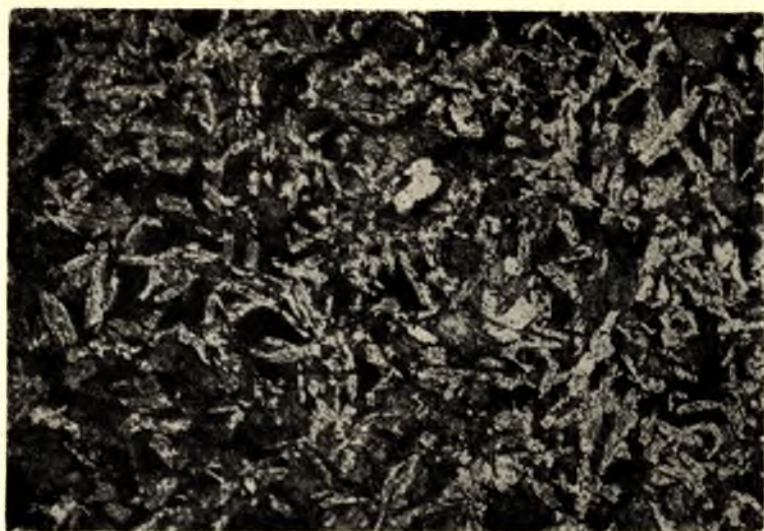
Диабазы. При описании разрезов по отдельным потокам было установлено, что в их основании залегают мелко-среднезернистые афанитовые диабазы, имеющие плотную однороднозернистую, массивную текстуру, темно-зеленый цвет и ту или иную степень эпидотизации. Они, как это видно в шлифах, имеют микродиабазовую, участками апоинтерсертальную или спилитовую структуру, характеризующуюся развитием короткопризматических лейст альбита, в промежутках между которыми располагаются таблитчатые зерна актинолита и тонкочешуйчатые агрегаты хлорита, представляющего собой продукт раскристаллизации основного стекла (фиг. 48).

Основными минералами этой разновидности пород являются: плагиоклаз (альбит), роговая обманка, актинолит, хлорит; кроме того, в шлифах устанавливаются эпидот, биотит, кварц, кальцит, магнетит, титаномагнетит и сфен.

Плагиоклаз диабазов представлен короткопризматическими, реже удлиненными лейстами sdвойникового альбита (Ap_{3-5}). Альбит подвергается преимущественно с краев кристаллов или по двойниковым швам частичной хлоритизации и эпидотизации.

Роговая обманка в данной разновидности пород представлена короткопризматическими, слабоудлиненными, таблитчатыми кристаллами, нередко содержащими пойкилитовые вроски альбита. Обыкновенная роговая обманка имеет хорошо выраженную спайность, слабый плеохроизм, низкую интерференционную окраску, положительное удлинение, $c:Ng=17-18^\circ$.

Актинолит интенсивно развивается по роговой обманке, иногда образует по ней псевдоморфозы. Форма кристаллов актинолита неправильная, сноповидная, зубчатая, обусловлена интенсивностью замещения первичных кристаллов обыкновенной роговой обманки. Актино-



Фиг. 48. Диабазовая структура диабазов оз. Сегозера.

лит имеет более высокую интерференционную окраску, довольно заметный плеохроизм, положительное удлинение, $C:N_g = 11-12^\circ$.

Эпидот встречается чаще всего в тонкозернистых агрегатах в основной массе породы, реже образует скопления более крупных, удлиненно-призматических зерен. Иногда эпидот отмечается в радиально-лучистых и шестоватых агрегатах. Он имеет четкую, несовершенную спайность, слабый плеохроизм в желтовато-зеленоватых тонах, прямое угасание. Интерференционная окраска его часто аномальная: с краев — зеленая разной интенсивности, в центре — красновато-фиолетовая. Иногда в шлифах отмечаются редкие удлиненные зерна светло-зеленого с низкой интерференционной окраской клиноциозита.

Минералы групп эпидота являются основными вторичными минералами, развивающимися как по роговой обманке, так и по плагиоклазу.

Хлорит в тонкочешуйчатых агрегатах развивается в основном по стекловатому мезостазису, а также по роговой обманке и реже плагиоклазу (альбиту).

Биотит образует тонкие листочки с резким плеохроизмом и равномерно распределяется по массе породы.

Магнетит и титаномagnetит встречаются в форме мелких кристаллов, более или менее равномерно распределенных по массе породы.

Сфен и лейкоксен встречаются главным образом в виде мелких неправильной формы кристаллов.

Очень редко в шлифах отмечается наличие мелких скоплений кальцита и кварца.

Мелкозернистые диабазы подошвы лавовых потоков обладают весьма характерной особенностью, которая заключается в присутствии в них участками довольно значительных количеств эпидота, вплоть до формирования характерных только этой разновидности пород (следовательно, и определенной части потока) тел эпидозитов (восточный берег оз. Сегозера, оз. Селецкое и др.). Участки интенсивной эпидотизации сложены по существу породами типа эпидозитов, которые чаще всего

характеризуются постепенными переходами к вмещающим породам и обнаруживают тесную пространственную связь с пластовыми и перпендикулярными им трещинами отдельностей.

Нередко в местах пересечения этих двух систем трещин отдельно-стей возникают крупные гнезда эпидозитов трубчатой формы, и в таких случаях эпидозиты имеют постепенные переходы во вмещающие их диабазы. Наблюдаются и жилообразные тела эпидозитов, четко приуроченные к системе трещин пластовой отдельности, когда лежащий бок имеет резкий контакт, а висячий — неровный, постепенный.

По простиранию жилообразные тела эпидозитов довольно быстро выклиниваются, образуя иногда раздувы и пережимы. Однако жилообразные тела эпидозитов некоторых лавовых потоков о-ва Шенонсаари оз. Сегозера мощностью до 3 м, с резкими контактами со вмещающими диабазами и четкой приуроченностью к трещинам пластовой отдельности, прослеживаются на расстоянии до 8—8,5 м, не обнаруживая признаков выклинивания и изменения мощности. Большинство же тел и гнезд эпидозитов имеет небольшую мощность (от 0,1 до 0,5 м) и характеризуется быстрым выклиниванием.

Основная масса эпидозитов сложена мелкозернистыми агрегатами эпидота, кварца, хлорита, с присутствием небольшого количества реликтов альбита, роговой обманки и редкой вкрапленностью пирита и халькопирита.

Результаты химического анализа диабазов и их эпидотизированных разностей, а также числовые характеристики по А. Н. Заварицкому приводятся в таблицах 16 и 17.

Диабазовые порфириды. Среднюю часть большинства лавовых потоков нижнего и среднего ятулия составляют порфириды. В нижнем ятулии породы средней части потоков представлены диабазовыми плагиоклазо-роговообманковыми порфиридами, а в среднеятулийских потоках — роговообманковыми.

Основное петрографическое различие нижнеятулийских порфиритов от среднеятулийских заключается в составе вкрапленников. Нижнеятулийские диабазовые порфириды в числе вкрапленников имеют не только плагиоклаз, но и роговую обманку, в то время как вкрапленники среднеятулийских порфиритов представлены преимущественно роговой обманкой. Диабазовые порфириды нижнего ятулия имеют тонкокристаллическое сложение, массивную текстуру и темно-зеленый цвет.

Структура породы порфировидная, с диабазовой структурой основной массы. Крупные идиоморфные вкрапленники плагиоклаза таблитчатой формы с размерами от 1 до 3—4 мм (редко даже 1 см) удвоенной роговой обманки более или менее равномерно распределены по всей массе породы (фиг. 49).

Основная масса породы сложена беспорядочно ориентированными удлиненно-призматическими кристаллами плагиоклаза (альбита), в промежутках между которыми располагаются мелкие зерна роговой обманки, эпидота, магнетита и чешуйчатые агрегаты хлорита.

Весьма характерной структурной особенностью данной разновидности пород является скопление порфировых выделений плагиоклаза и роговой обманки с образованием гломеропорфировых структур. Минералогический состав диабазовых порфиритов в общем аналогичен диабазам подошвы потоков. Здесь также между лейстами альбита устанавливаются крупнокристаллические агрегаты эпидота, ксеноморфной хлоритизированной роговой обманки, тонкочешуйчатый хлорит, магнетит. Вторичные изменения породы, заключающиеся в замещении плагиоклаза — эпидотом, роговой обманки — хлоритом, а также в раскристал-

Химический состав диабазов

Компоненты	39—4	42—7	44—12	50—20	51—21	55—1	55—3	55—5	104—54
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂ . . .	49,95	52,19	50,20	48,19	52,51	50,74	51,01	41,45	48,56
TiO ₂ . . .	1,22	1,15	1,45	1,05	0,70	0,94	0,93	1,06	1,73
Al ₂ O ₃ . . .	13,55	14,53	12,18	13,38	13,49	14,90	13,45	17,80	14,06
Fe ₂ O ₃ . . .	6,15	6,37	2,33	4,82	7,15	3,69	4,57	1,62	5,01
FeO	4,63	4,76	9,37	7,82	4,38	9,85	8,78	5,83	9,35
MnO	0,16	0,11	0,18	0,21	0,16	0,24	0,17	0,17	0,20
MgO	8,98	6,50	8,35	7,85	6,98	6,21	6,45	6,37	9,07
CaO	6,96	5,75	6,98	9,48	9,21	6,91	8,61	10,59	5,26
Na ₂ O	4,34	5,48	3,70	2,94	1,48	2,61	1,50	4,92	2,70
K ₂ O	0,38	0,38	0,14	0,10	0,30	0,37	0,33	0,04	0,15
P ₂ O ₅	0,11	0,09	0,07	0,07	0,06	—	—	—	0,14
H ₂ O	0,05	0,03	—	0,10	0,29	0,27	0,15	0,19	0,23
CoO	0,005	0,005	0,006	0,006	0,005	0,012	0,005	0,008	—
NiO	0,024	0,016	0,019	0,019	0,010	0,010	0,013	0,009	—
CuO	0,002	0,004	0,046	0,018	н/обн.	н/обн.	0,018	н/обн.	—
S	н/обн.	н/обн.	0,001	0,076	—	0,020	0,010	0,020	—
П п п . . .	3,63	3,03	4,49	4,42	3,53	3,67	3,88	9,61	3,67
С у м м а	100,12	10,37	99,48	100,63	100,24	100,40	99,83	86,65	100,13

1, 2 — диабаз среднезернистый, аналитик Н. Д. Малькова; 3, 4 — диабаз среднеильница; 6, 7 — диабаз, аналитик В. Ф. Лобанова; 8 — диабаз миндалекаменный, среднезернистый, аналитик Г. И. Капустина; 12, 13 — диабаз, аналитик Т. М. Брагина; тизированный, аналитик Г. И. Капустина; 17 — диабаз среднезернистый, эпидотизиро-

лизации стекловатых участков в хлорит, развиты слабо, и порода отчетливо сохраняет свои первичные текстурно-структурные особенности.

Среднеятулийские диабазовые порфириды имеют в общем порфировидную структуру с диабазовой, участками офитовой или апоинтерсертальной структурой основной массы. Участки интерсертальной структуры характеризуются наличием в интерстициях плагиоклаза раскристаллизованного в хлорит основного стекла. Довольно крупные удлиненно-призматические лейсты беспорядочно ориентированного плагиоклаза создают основную ткань породы. В промежутках между ними располагаются тонкошешучатые агрегаты хлорита и мелкие зерна эпидота.

Вкрапленники, представленные зернами роговой обманки, более или менее равномерно распределены по всей массе породы и лишь в некоторых случаях образуют небольшие скопления из нескольких зерен, что придает породе черты гломеропорфировой структуры. Некоторые разновидности порфиритов в ряде разрезов отдельных потоков содержат удлиненные, вытянутые (червеобразные) миндалины с кальцито-кварцевым либо эпидото-кварцевым выполнением. В таких случаях в породах устанавливается миндалекаменная текстура. Роговообманковые порфириды с червеобразными миндалинами, как правило, устанавливаются только в верхних частях разрезов данной разновидности основных пород.

и их эпидотизированных разновидностей

104—56	115—1	334—5	334—8	1538—15	1538—16	1590—5	1735—25	1802—2	1802—3	1802—4
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
48,32	52,44	49,52	51,98	49,67	49,51	45,79	50,78	52,65	53,66	51,86
1,74	1,50	1,67	1,48	1,34	1,51	1,13	1,32	1,86	1,61	1,60
12,61	14,77	13,95	14,21	13,44	14,17	13,32	11,93	14,10	12,91	13,94
2,67	6,42	6,26	6,58	4,31	4,44	7,95	4,80	4,91	3,48	6,80
9,35	4,87	8,72	7,50	6,87	8,32	5,30	8,77	5,75	7,76	7,83
0,22	0,12	0,26	0,24	0,29	0,28	0,24	0,13	0,20	0,23	0,19
11,16	6,37	6,89	5,50	5,66	6,84	5,65	7,12	4,42	6,08	5,60
7,12	5,58	5,60	5,91	10,54	8,01	17,68	8,25	10,64	7,54	4,68
2,48	4,93	2,75	3,26	3,46	3,38	0,88	3,95	3,00	3,56	3,33
0,07	0,19	1,18	0,82	0,12	0,28	0,08	0,12	0,21	0,37	2,82
0,12	—	—	—	—	—	—	0,14	—	—	—
0,22	0,20	0,10	0,13	0,18	0,15	0,16	0,16	0,30	0,23	0,20
—	—	—	—	—	—	—	0,007	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	0,040	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	0,005	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	0,017	—	—	—
4,08	3,04	3,38	2,64	3,92	2,83	2,51	3,11	2,12	2,59	1,45
100,16	99,74	100,28	100,25	99,80	99,72	100,09	100,16	100,13	100,02	100,30

зернистый, аналитик Г. И. Капустина; 5 — диабаз среднезернистый, аналитик В. А. До-
аналитик В. Ф. Лобанова; 9, 10 — диабаз, аналитик В. А. Доильницина; 11 — диабаз
14, 15 — диабаз эпидотизированный, аналитик В. В. Андрианова; 16 — диабаз эпидо-
ванный, аналитик В. Ф. Лобанова; 18, 19, 20 — диабаз, аналитик Н. П. Лебедева.

Роговая обманка вкрапленников имеет размеры от 0,5 до 2—3 мм, но наиболее крупные выделения ее встречаются в центральной и верхней частях горизонта порфиринов. В ряде случаев во вкрапленниках роговой обманки содержатся пойкилитовые вросстки альбита.

Роговая обманка образует преимущественно неправильной формы волокнистые, разломоченные, иногда изогнутые вкрапленники, реже более компактные, таблитчатые кристаллы. Цвет светло-зеленый, реже зеленый, окраска по Ng — зеленая, по Np — желтовато-зеленая и по Nm — светло-зеленая. Плеохроизм довольно отчетливый в зеленоватых тонах. Двупреломление колеблется от 0,022 до 0,024, с: Ng=16—18°, угол 2V составляет —74° (:), однако иногда угол 2V равняется —78° (:), оптически отрицательна, удлинение положительное, показатели преломления по осям Ng'=1,661—1,662, по Np'=1,638—1,639.

Последующие вторичные изменения роговой обманки сводятся к ее сильной актинолитизации, хлоритизации и эпидотизации. Развивающийся по роговой обманке актинолит имеет светло-зеленую окраску, двупреломление колеблется от 0,020 до 0,025, угол C: Ng=13—15°, угол 2V меняется от —74° (:) до —76° (:).

Химический состав роговой обманки порфиринов из д. Карельская Масельга (оз. Сегозеро), по данным П. Эскола (P. Eskola, 1925), приведен ниже: SiO₂ — 50,20%, TiO₂ — 1,52%, Al₂O₃ — 5,88%, Fe₂O₃ — 3,37%,

FeO — 9,04%, MnO — 0,25%, MgO — 12,50%, CaO — 11,91%, Na₂O — 1,27%, K₂O — 0,00%, ппп — 2,48%, сумма — 98,42%.

Плагиоклаз в удлинённо-призматических лейстах размерами от 0,4 до 1,5 мм представлен альбитом (Ап₀₋₅), но в отдельных случаях получены номера более высокого порядка (Ап₅₋₁₃). По альбиту участками развиваются тонкочешуйчатые агрегаты светло-зеленого хлорита и мелкозернистого эпидота, при этом в наибольшей степени замещению подвергаются зоны двойниковых швов и краевые, торцовые части кристаллов.



Фиг. 49. Порфировидная структура роговообманковых порфиритов оз. Сегозера.

В промежутках между лейстами альбита располагаются хлорит, представляющий собой главным образом продукт раскристаллизации основного стекла, а также эпидот и рудные минералы.

Хлорит в породе присутствует в виде тонкочешуйчатых, спутанно-волокнистых агрегатов светло-зеленого цвета с очень слабым плеохроизмом и крайне низкой интерференционной окраской.

Эпидот. Мелкозернистые и нередко радиально-лучистые агрегаты эпидота развиты более или менее равномерно по всей массе породы, образуя иногда гнездообразные скопления или выполняя тонкие жилки. Эпидот имеет светлую зеленоватую окраску, высокий рельеф и шагренёв, несовершенную спайность. Интерференционная окраска в большинстве случаев аномальная — зеленая по краям и красновато-фиолетовая или изумрудно-зеленая в центре. Эпидот нередко зонально в виде каемок включает в себя тонкодисперсную рудную пыль гематита.

В качестве аксессуарных минералов в диабазовых порфиритах присутствует сфен и группа рудных минералов — магнетит, титаномагнетит, пирит, халькопирит, борнит, реже — халькозин.

Сфен образует мелкие, неправильной формы отдельные кристаллы или их скопления в виде зернистых агрегатов с темно-бурым цветом, высоким рельефом и шагренёв. Интерференционная окраска сфена

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Число- вые ха- ракте- ристики	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
s	57,0	59,8	58,1	56,7	61,9	60,6	60,9	53,5	57,9	55,9	61,9	58,9	61,5	63,2	58,4	54,8	57,8	62,4	62,0	60,1
a	10,0	12,5	8,4	6,7	3,8	6,5	3,9	12,1	6,3	5,5	9,9	8,0	8,5	5,7	7,9	0,8	8,7	6,9	8,2	11,3
b	29,1	24,3	26,2	30,9	26,9	25,7	27,7	24,0	29,4	33	23,1	28,3	24,6	30,5	28,1	35,7	30,4	24,5	25,4	25,0
c	3,9	3,4	7,3	5,7	7,4	7,00	7,3	7,2	6,4	5,6	5,1	4,8	5,4	0,6	5,6	8,5	3,5	6,2	4,4	3,6
f'	33	41	42	38	40	51,29	40,49	29,1	46	34	44	50,2	53,7	38	43	34	40,4	40,6	41,3	53,9
m'	52	45	54	44	45	42,3	40,9	44,40	54	57	48	42,2	38,7	35	42	28	38,8	1,0	40,2	37,8
c'	15	14	4	18	15	6,3	12,6	26,4	0,5	9	8	7,6	7,7	28	15	38	20,9	28,4	18,5	8,3
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Q	—9,9	—8,8	—7,9	—5,7	8,8	1,1	6,4	—24,4	—3,2	—4,8	—1,1	—0,3	—0,9	—18,4	—4,6	—0,7	—5,8	—4,8	—3,2	—6,0
a/c	2,5	3,7	1,2	1,2	0,5	0,9	0,6	1,6	1,0	1,0	1,0	1,6	1,6	9,5	1,40	0,09	2,0	1,1	1,8	3,1
n	95	96	98	98	89	91,4	87,3	99,4	97	99	97	12,47	85,4	98	95	82	98,0	96,0	94,3	64,1
t	1,8	1,6	2,1	1,6	1,0	1,3	1,3	1,8	2,7	2,7	2,1	1,1	2,2	2	2,3	1	1,9	2,7	2,2	2,2
τ	18	22	8	13	23	12,7	14,6	3,4	15	7	24	19,3	23,3	13	14	18	13,2	17,1	11,6	23,5

очень высока и имеет характерную точечную ирризацию. Для этой разновидности пород сфен менее характерен, наибольшее его количество устанавливается в виде хорошо ограниченных кристаллов, главным образом в диабазовых мандельштейнах.

Магнетит и титаномагнетит, образующие мелкую, неравномерную, участками гнездовую вкрапленность, имеют довольно хорошо сформированные кристаллики до 2—3 мм и редко встречаются в форме скелетных выделений. Магнетит иногда с краев подвергается частичной гематитизации, а титаномагнетит, как правило, лейкоксенизируется. Сульфиды — пирит, халькопирит, борнит и халькозин — отмечаются в виде тонкой рассеянной вкрапленности в основной массе породы, в некоторых случаях они образуют довольно обильные скопления борнит-халькопиритового или борнит-халькозинового состава. В таких случаях в диабазовых порфиритах устанавливаются зоны оруденения со значительным содержанием меди.

Результаты химического анализа диабазовых порфиритов, а также их характеристики (по А. Н. Заварицкому) приводятся в табл. 18 и 19.

Диабазовые мандельштейны (мандельштейны). Как уже было отмечено при описании диабазовых порфиритов, в их верхних горизонтах нередко появляются миндалекаменные разновидности, связывающие между собой типичные порфириты и мандельштейны. Диабазовые мандельштейны являются одной из наиболее распространенных эффузив-

Химический состав

Компоненты	909	909—20	909—22	909—23	44—15	44—11	42—10	42—9	41—6
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂ . . .	49,75	51,22	49,90	50,12	48,99	48,82	49,14	48,82	49,32
TiO ₂ . . .	0,98	0,83	0,84	0,70	1,75	1,35	1,44	1,34	1,10
Al ₂ O ₃ . . .	14,62	14,66	13,74	13,59	11,37	12,64	13,27	13,17	15,72
Fe ₂ O ₃ . . .	4,32	7,20	7,51	8,85	3,81	4,63	5,10	4,51	3,22
FeO	7,60	6,45	5,53	4,73	10,91	9,45	8,25	8,11	6,13
MnO	0,17	0,11	0,16	0,13	0,21	0,22	0,20	0,20	0,16
MgO	6,77	7,86	7,97	8,69	7,83	7,72	8,66	10,67	10,41
CaO	8,77	4,08	8,74	7,12	8,76	7,74	5,76	5,08	5,69
Na ₂ O	4,28	3,62	2,42	2,06	2,11	1,83	2,75	2,82	3,78
K ₂ O	0,20	0,22	0,12	0,18	0,30	0,54	0,14	0,05	0,27
H ₂ O	0,22	0,27	0,18	0,18	0,04	—	0,02	0,06	0,10
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,08	0,08	0,09	0,21
CuO	—	—	—	—	сл.	0,012	0,004	0,038	0,002
С оО	—	—	—	—	0,007	0,007	0,008	0,008	0,007
NiO	—	—	—	—	0,020	0,019	0,024	0,025	0,023
S	—	—	—	—	0,011	0,007	0,004	0,001	н/обн.
П п п . . .	3,04	3,19	2,86	3,47	3,68	4,11	4,91	5,22	4,11
С у м м а	100,72	99,75	99,97	99,72	99,86	99,13	99,72	99,64	100,22

1, 2, 3, 4 — порфирит роговообманковый, аналитик А. И. Федосеева; 5, 6, 7, 8 — ковый, аналитик Н. Д. Малькова; 10, 11 — порфирит роговообманковый, аналитик 3, 14 — порфирит роговообманковый, аналитик Г. И. Капустина; 15 — порфирит рога плагиоклазовый, аналитик В. А. Кукина; 20 — порфирит роговообманково-плагиокла

ных пород района. Среди них выделяется большое количество разновидностей, различающихся по степени раскристаллизации основной массы и насыщенности миндалинами, по форме миндалин и характеру их минерального выполнения. Кроме того, мандельштейны, участвующие в сложении потоков, сами по себе испытывают по вертикали и по площади не только текстурные, но и структурные изменения.

Тектурные изменения в мандельштейнах от положения этой разновидности пород в вертикальном разрезе менее разнообразны, чем структурные. Основной текстурой мандельштейнов является миндалекаменная, и возникновение новых текстур происходит на базе изменения и развития именно этой текстуры. В нижних частях горизонтов мандельштейнов устанавливается однородная миндалекаменная текстура, обусловленная равномерным распределением преимущественно мелких и округлых миндалин по всей массе породы. Далее, к верхним частям горизонта, она путем увеличения степени насыщенности миндалин постепенно приобретает черты пемзовой и превращается в пенистых лавах в типичную шлаковидную текстуру. В мандельштейновых автобрекчиях, в связи с особенностями образования данной разновидности пород, формируются, кроме того, брекчиевидные, участками торосовидные или полосчатые текстуры.

Структурные особенности пород изменяются в довольно широких пределах. В нижних частях горизонтов мандельштейнов структура пород

Таблица 18

диабазовых порфиритов

104—50	104—58	260—38	1538—14	1590—3	1739—9	3053—16	3053—17	3053—19	3053—18	3003—2
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
48,02	48,62	50,06	49,40	49,04	48,13	53,58	49,22	50,30	53,20	52,40
1,40	1,64	1,59	1,32	1,20	1,38	1,38	1,60	1,30	1,68	1,62
13,76	14,97	12,38	15,14	13,99	14,82	14,09	15,06	12,12	13,71	13,97
6,50	2,45	4,84	3,73	5,00	4,68	5,87	5,76	8,65	7,89	4,20
6,16	9,13	6,97	7,97	7,24	8,64	6,04	5,03	7,59	6,75	8,47
0,16	0,18	0,27	0,29	0,24	0,19	0,21	0,24	0,18	0,13	0,19
7,20	10,42	5,66	6,42	8,14	7,32	5,35	5,52	7,86	4,65	6,48
10,77	3,88	10,89	8,75	9,48	7,90	7,76	11,20	5,54	4,12	5,84
2,75	2,56	3,52	3,46	2,57	2,55	3,21	2,66	3,18	5,71	3,40
0,19	0,22	0,16	0,12	0,49	1,13	0,20	0,20	0,25	0,20	0,91
0,22	0,19	0,10	0,20	0,14	1,11	0,10	0,07	0,18	0,09	0,33
—	0,14	—	—	—	—	0,15	0,09	0,12	0,12	0,36
—	—	—	—	—	—	0,006	0,011	0,004	0,005	0,010
—	—	—	—	—	—	0,007	0,006	0,008	0,006	0,005
—	—	—	—	—	—	0,009	0,008	0,012	0,009	0,030
—	—	—	—	—	—	0,04	0,02	0,004	н/обн.	сл.
3,04	5,31	3,85	3,61	2,96	3,42	2,42	3,57	3,12	2,05	2,23
100,17	99,21	100,29	100,41	100,49	100,27	100,40	100,25	100,40	100,30	100,43

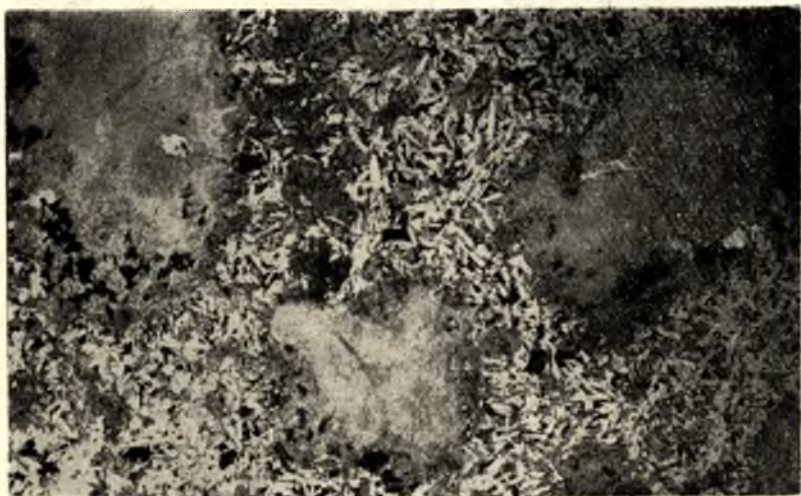
порфирит роговообманковый, аналитик Г. И. Капустина; 9 — порфирит роговообман-
В. А. Доильница; 12 — порфирит роговообманковый, аналитик Т. М. Брагина;
вообманковый, аналитик З. П. Помазан; 16, 17, 18, 19 — порфирит роговообманково-
вый, аналитик Н. П. Лебедева.

Числовые характеристики диабазовых порфиров по А. Н. Заварицкому

Числовые характеристики	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
s	56,3	59,5	58,3	58,8	57,2	58,4	58,6	57,1	57,6	56,3	56,4	58,3	58,7	56,9	55,8	62,7	59,4	57,9	58,4	61,2
a	9,4	8,3	5,5	4,9	5,0	4,9	6,4	6,3	8,8	6,4	5,8	7,9	7,9	6,4	6,7	7,4	6,3	7,3	12,0	8,8
b	29,4	27,2	29,7	29,5	27,6	30,4	29,1	30,8	27,4	31,2	33,0	29,4	26,9	30,5	31,4	24,0	26,9	30,2	27,1	25,0
c	4,8	5,0	6,5	6,8	10,2	6,3	5,9	5,8	6,2	6,1	4,8	4,4	6,5	6,2	6,1	5,8	7,3	4,5	2,5	5,0
f'	37	46	40	42	50	44	44	39	32	38	33	37	42	37	38,4	46,1	38,3	48,6	45,7	47,4
m'	44	49	46	51	40	45	52	59	65	39	53	33	42	45	53,4	38,3	35,9	43,7	27,4	44,0
c'	19	—	14	7	2	11	5	2	3	23	—	30	17	18	—	15,5	25,7	7,6	28,8	8,6
a'	—	5	—	—	—	—	—	—	—	—	14	—	—	—	8	—	—	—	—	—
Q	-11,2	-2,6	-0,9	1,0	-5,8	0,7	-1,5	-4,2	-8,6	-6,3	-3,6	-6,4	-4,9	-5,2	-7,8	4,9	-1,0	-3,2	-9,7	-0,3
a/c	2,0	1,7	0,8	0,7	0,5	0,8	1,1	1,1	1,4	1,1	1,2	1,7	1,2	1,0	1,1	1,2	0,8	1,6	4,8	1,8
n	97	97	98	94	92	85	97	99	96	96	95	98	97	89	93,6	96,3	95,5	95,3	97,8	86,0
t	1,5	1,3	1,2	1,1	2,6	2,0	2,2	2,1	1,7	2,2	2,4	2,3	1,9	1,9	1,3	1,8	2,3	1,8	2,3	2,3
φ	12	23	21	26	12	13	15	13	10	18	6	14	12	14	7,1	21,0	19,0	24,2	23,2	14,4

существенно диабазовая, микродиабазовая, редко — сидеронитовая, постепенно к кровле потока она меняется и становится или апоинтерсертальной или, чаще всего, отчетливо спилитовой (фиг. 50).

Диабазовая и микродиабазовая структуры различаются между собой только величиной слагающих основную массу породы минералов. Удлиненно-призматические лейсты плагиоклаза (альбита) образуют основную ткань породы, между ними располагаются мелкие таблитчатые или волокнистые кристаллы амфибола (актинолит, роговая обманка), хлорита, эпидота и рудных минералов.



Фиг. 50. Спилитовая структура основной массы мандельштейнов.

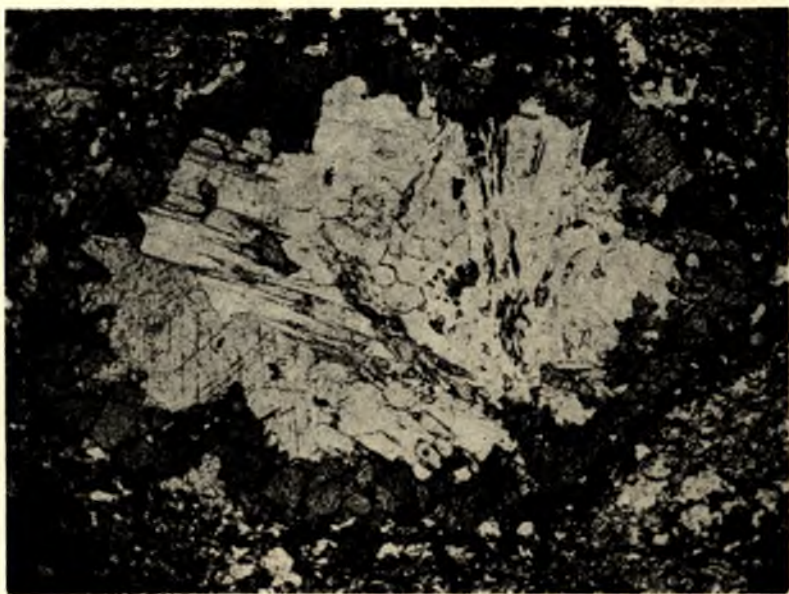
Иногда же в мандельштейнах отмечается сидеронитовая структура, обусловленная наличием тонкокristаллической, обильной вкрапленности магнетита и титаномагнетита, заключенной между зернами альбита, которая как бы цементирует плагиоклаз.

В мандельштейнах с апоинтерсертальной структурой промежутки между лейстами плагиоклаза (альбита) заполнены тонкочешуйчатым хлоритом, представляющим собой продукты раскристаллизации основного стекла. В верхних частях потоков мандельштейны имеют типичную спилитовую структуру, в которой тонкокristаллическая основная масса, состоящая из продуктов раскристаллизации основного стекла — хлорита, иголочек актинолита, магнетита, лейкоксенизированного титаномагнетита и содержащая редкие беспорядочно ориентированные, несколько удлиненные, тонкие лейсты плагиоклаза (альбита), включает довольно большое количество самой разнообразной формы и размеров миндалин с полиминеральным, зональным выполнением (фиг. 51).

Таким образом, в мандельштейнах устанавливается закономерная смена текстур и структур от подошвы горизонта к кровле. Одновременно с этим иногда отмечаются некоторые изменения текстурно-структурных особенностей и по простиранию пород, которые заключаются в постепенном уменьшении количества миндалин, появлении местами брекчиевидных или торосовидных, а иногда и шаровых текстур, находящихся в тесных взаимных сочетаниях. Мандельштейны всех разновидностей имеют основную массу, состоящую главным образом из мелких удлиненно-призматических лейст, реже — таблитчатых кристаллов плагиоклаза (альбита), в промежутках между которыми располагаются зерна

или тонкие иголки (в зависимости от степени раскристаллизации основной массы) роговой обманки, актинолита, зернистые агрегаты эпидота, чешуйки хлорита и биотита, а также кварц, сфен и рудные минералы — титаномагнетит и магнетит.

Плагиоклаз (альбит) имеет размеры от 0,08 до 0,1 мм, реже до 0,2—0,4 мм. Встречается, как правило, в виде хорошо сдвойникованных, свежих кристаллов. По ряду определений альбит имеет состав Ap_{0-8} .



Фиг. 51. Спилитовая структура мандельштейнов с полиминеральными выполнениями миндалин. Р. Суна, пос. Гирвас.

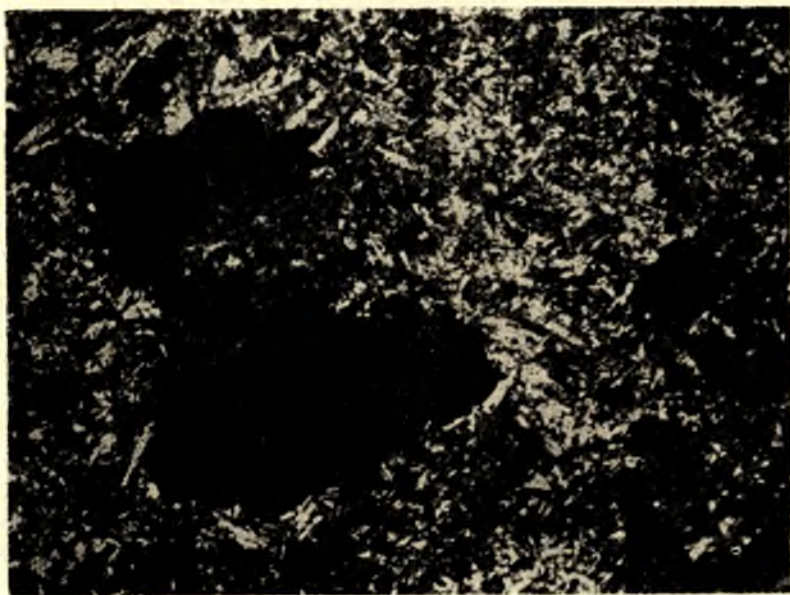
Амфибол имеет удлиненные, а иногда и волокнистые кристаллики размером от 0,1 до 1,5 мм. Они часто интенсивно хлоритизируются или эпидотизируются, а в верхних частях горизонтов мандельштейнов полностью хлоритизируются. Амфибол в диабазовых мандельштейнах представлен короткопризматической интенсивно хлоритизированной обыкновенной роговой обманкой и чаще всего игольчатым актинолитом. В шлифах актинолит окрашен в светлые зеленоватые тона, по Ng — имеет зеленую, по Np — светло-зеленую, а по Nm — желтовато-зеленую окраску. Угол ϵ : Ng = 13—15°, редко 19—20°, удлинение положительное, Ng—Np = около 0,020.

Эпидот образует преимущественно мелкозернистые агрегаты, имеет высокий рельеф и шагренё, желтовато-зеленоватую окраску. Интерференционная окраска меняется от светло-зеленой до изумрудно-зеленой и красновато-фиолетовой; некоторые более крупные зерна аномально окрашены — краевые части имеют различной интенсивности зеленые тона, а центральные — красновато-фиолетовые. Спайность эпидота несовершенная. Редко в шлифах устанавливаются единичные зерна клиноцоизита, которые в отличие от эпидота имеют светло-серую интерференционную окраску и лучшую спайность.

Хлорит, как правило, имеет тонкочешуйчатые, волокнистые агрегаты со слабой зеленой окраской и низким плеохроизмом. Как уже ука-

зывается, хлорит образуется или при раскристаллизации основного стекловатого мезостаза, или при замещении роговой обманки.

Биотит встречается преимущественно в виде мелкочешуйчатых листоватых агрегатов или отдельных листочков, главным образом в верхних горизонтах мандельштейнов, где он нередко образует довольно крупные зоны биотитизации. Листочки биотита имеют размеры от 0,2 до 0,5 мм, реже в зонах биотитизации — до 1,0 мм. Биотит обнаруживает темно-зеленую, буровато-зеленую или бурую окраску, резкий плеохроизм, прямое или очень близкое к прямому угасание.



Фиг. 52. Мандельштейн с мономинеральным хлоритовым зональным выполнением миндалины.

В небольших количествах в диабазовых мандельштейнах присутствует тонкораспыленный халцедоновидный, мелкозернистый кварц, представляющий собой, вероятно, продукт раскристаллизации основного стекла. Нередко он образует самостоятельные обособления в виде тонких прожилок и линзочек.

Акцессорные минералы мандельштейнов представлены сфеном, магнетитом, титаномagnetитом, реже — борнитом, халькозином и халькопиритом.

Сфен — довольно характерный для этой разновидности эффузивных пород минерал, он имеет хорошо образованные конвертообразные кристаллики, но нередко встречается и в виде неправильной формы отдельных зерен или тонких землистых агрегатов. Размеры темно-бурых кристаллов достигают 2,0—2,5 мм.

Магнетит и титаномagnetит чаще всего образуют мелкие, реже крупные, до 2,0 мм, кристаллы или их скопления в виде тонкозернистых агрегатов. Иногда содержание этих минералов настолько велико, что они обуславливают возникновение сидеронитовой структуры. Зерна магнетита в ряде случаев с краев частично гематитизируются и лимонитизируются, а по титаномagnetиту развиваются землистые агрегаты лейкоксена.

Сульфиды — халькопирит, борнит и халькозин — встречаются главным образом в составе минерального заполнения миндалинов, реже образуют тонкую рассеянную вкрапленность в основной массе породы.

Как уже указывалось выше, основная масса диабазовых мандельштейнов содержит то или иное количество миндалинов самой разнообразной формы и размеров с различным составом минерального выполнения. В миндаликах мандельштейнов исследованного района установлены следующие минералы-заполнители: эпидот, биотит, хлорит, кальцит, кварц, редко — альбит, актинолит, магнетит, пирит и халькопирит.

Мандельштейны с миндаликами мономинерального выполнения довольно часто зональны, у них внешние каймы сложены преимущественно мелкозернистыми, тонкоchешуйчатыми агрегатами эпидота, биотита, хлорита или кварца, а центральные части — более крупными зернами или листочками этих же минералов (фиг. 52). Однако иногда наблюдается и обратная зональность. В некоторых случаях вокруг миндаликов устанавливается сегрегационная кайма рудных минералов — магнетита или титаномagnetита, очень редко — агрегатов землистого сфена.

В большинстве же случаев выполнение миндаликов полиминеральное и зональное. Так, в некоторых шлифах установлены отдельные минда-

Химический состав диабазовых

Компоненты	909—1	909—2	909—21	44—14	42—8	39—3	104—51	1735—22	260—39
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂ . . .	48,20	47,42	46,54	48,54	49,69	41,92	50,90	50,12	54,99
TiO ₂ . . .	1,02	1,02	0,94	1,85	1,49	1,37	1,50	0,99	1,50
Al ₂ O ₃ . .	14,90	15,20	15,99	13,01	12,07	14,26	13,00	15,73	11,94
Fe ₂ O ₃ . . .	4,11	1,92	7,25	3,19	5,03	7,85	3,38	3,46	2,68
FeO	8,25	11,70	7,82	10,03	8,37	9,51	8,30	7,93	7,98
MnO	0,19	0,20	0,15	0,18	0,21	0,22	0,23	0,15	0,24
MgO	7,76	10,31	9,29	7,73	12,11	14,69	8,72	6,59	7,03
CaO	7,68	3,84	2,87	4,25	1,79	1,43	6,68	8,56	5,75
Na ₂ O	3,06	2,21	3,69	3,72	2,30	1,01	3,20	3,60	4,83
K ₂ O	0,16	0,71	0,17	0,02	0,15	0,12	0,18	0,21	0,12
H ₂ O	0,40	0,22	0,27	0,12	0,04	0,04	0,24	0,27	0,17
P ₂ O ₅	—	—	—	0,10	0,12	0,16	0,06	0,12	—
CuO	—	—	—	сл.	0,003	0,003	—	0,001	—
CoO	—	—	—	0,005	0,009	0,011	—	0,009	—
NiO	—	—	—	0,015	0,015	0,023	—	0,020	—
S	—	—	—	н/обн.	н/обн.	н/обн.	—	н/обн.	—
П п п . . .	4,10	5,10	4,58	4,43	5,89	7,38	3,35	2,29	2,54
С у м м а	99,83	99,85	99,56	100,17	99,25	99,96	99,74	100,04	99,77

1, 2, 3 — мандельштейн, аналитик А. И. Федосеева; 4, 5 — мандельштейн, аналитик В. А. Доильницына; 8 — мандельштейн, аналитик В. Р. Лобанова; 9 — мандельштейн, аналитик В. Р. Лобанова; 11 — мандельштейн, аналитик В. Р. Лобанова; 12, 13, 14 — мандельштейн, аналитик А. И. Федосеева; 17, 18 — мандельштейн, аналитик Г. И. Капустина.

лины размерами до 4—6 мм, которые с внешней стороны имеют сегрегации крупных, хорошо образованных кристаллов магнетита; далее прослеживается тонкая, в 0,2 мм, каемка мелкозернистого кварца, которая затем сменяется каймой (1 мм) кальцито-хлоритового состава, а центральная часть миндалины заполняется спутанно-волокнистыми агрегатами зеленовато-бурого хлорита. При этом зональность в некоторых случаях асимметричная и каймы не выдерживаются по всей окружности миндалины.

Наружная часть некоторых наиболее крупных зональных миндалины имеет кайму в 0,07 мм, сложенную тонкозернистыми агрегатами эпидота с редкими зернами клиноцоизита. Отдельные удлиненные кристаллики эпидота ориентированы к центру миндалины. Эпидотовая кайма участками расширяется до 0,2 мм, участками полностью исчезает. Далее следует тонкая кайма светло-зеленого хлорита, которая затем сменяется широкой каймой, в 2—3 мм, крупночешуйчатого биотита. Центральная часть миндалины выполнена тонкозернистым хлорито-кварцевым агрегатом.

В некоторых миндалинах, имеющих правильную округлую форму и размеры от 4 до 8 мм, внешняя зона сложена тонкозернистыми агрегатами хлорита, а центральная часть — светло-зеленым чешуйчатым спутанно-волокнистым хлоритом.

Таблица 20

мандельштейнов (мандельштейнов)

1735—28	1735—33	3—47	3—54	3—57	3—68	3062—39	3062—55	3062—60	3062—63	3062—80
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
39,58	50,53	47,92	49,94	45,61	48,53	52,52	40,92	44,86	44,91	46,41
2,03	1,34	0,77	0,77	0,93	1,28	0,82	1,51	1,43	1,66	1,67
17,19	11,36	13,13	15,59	14,24	14,76	12,72	16,26	14,09	15,22	16,55
6,45	2,16	14,30	6,52	12,92	11,56	8,15	1,30	1,74	6,70	7,39
11,56	10,63	2,47	2,63	3,19	1,79	2,88	8,79	7,41	11,22	6,94
0,17	0,20	0,16	0,14	0,13	0,15	0,20	0,26	0,29	0,22	0,18
6,56	9,13	9,61	10,51	9,15	8,26	6,38	8,48	7,48	9,36	8,57
9,74	8,05	3,69	3,63	4,12	5,70	13,90	8,66	10,44	1,93	2,48
1,25	3,00	4,72	5,00	3,77	3,50	0,20	4,03	3,75	2,94	5,06
1,00	0,33	0,60	0,70	0,25	1,97	н/обн.	0,40	0,12	0,90	1,05
0,23	0,18	0,29	0,20	0,12	0,22	0,12	0,06	0,09	0,23	0,08
0,06	0,14	0,06	0,05	0,12	0,09	0,08	0,10	0,13	0,072	0,13
0,010	0,034	сл.	сл.	0,004	н/обн.	сл.	0,138	0,060	0,004	0,006
0,010	0,009	0,007	0,007	0,009	0,007	0,005	0,008	0,008	0,012	0,010
0,030	0,030	0,020	0,020	0,040	0,030	0,014	0,022	0,020	0,038	0,009
н/обн.	0,01	0,03	0,04	н/обн.	0,04	сл.	0,09	0,05	0,03	н/обн.
3,74	3,41	2,66	4,59	5,32	2,49	2,52	8,84	7,88	5,14	3,59
99,60	100,50	100,42	100,31	99,92	100,34	100,51	99,87	99,84	100,57	100,12

тик Г. И. Капустина; 6 — мандельштейн, аналитик Н. Д. Малькова; 7 — мандельштейн, аналитик Т. М. Брагина; 10 — мандельштейн хлоритизированный, аналитик Г. И. Капустина; 15 — мандельштейн, аналитик В. Р. Лобанова; В. А. Кукина; 19 — мандельштейн, аналитик Т. М. Брагина; 20 — мандельштейн, ана-

Числовые характеристики диабазовых мандельштейнов (мандельштейнов) по А. Н. Заварницкому

Числовые характеристики	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
s	57,6	54,3	52,3	55,4	55,2	45,7	58,9	58,8	61,6	51,6	56,8	54,1	57,5	54,6	56,6	61,3	52	55,0	50,9	53,7
a	7,1	5,7	8,2	8,1	5,0	2,2	7,3	8,3	10,4	4,6	6,9	11,0	12,0	8,9	10,6	0,4	10,3	8,9	7,5	12,5
b	28,5	35,3	36,1	25,7	37,7	50,4	28,8	26,2	25,5	33,4	32,3	31,7	26,0	31,2	28,2	29,8	30,9	30,5	39,2	30,8
c	6,7	4,7	3,4	8,7	2,1	1,7	5,0	6,3	2,6	10,4	3,9	3,1	4,1	5,2	4,6	8,4	6,7	5,5	2,3	3,0
f'	42	36	37	48	31	30	38	41,2	38	55,1	36,4	45,5	31,5	47,2	41,8	33,7	34,1	30,4	41,1	42,1
m'	48	49	43	51	52	46	51	43,3	45	36,8	46,4	50,3	68,4	51,5	49,9	36,8	50,5	43,7	39,3	46,7
c'	10	—	—	—	—	—	11	15,5	16,6	8,1	17,2	4,1	—	—	8,3	29,4	15,4	25,8	—	—
a'	—	15	20	1	17	24	—	—	—	—	—	—	0	1,2	—	—	—	—	19,6	11,1
Q	—5,6	—7,6	—15,2	—12	—1,7	—14,7	—1,8	—5,6	—3,2	—16,5	—4,0	—16,7	—13,5	—13,9	—12,8	13,3	—23,2	—13,2	—15,5	—20,7
a/c	1,1	1,2	2,4	0,9	2,4	1,3	1,3	1,2	4	0,5	1,7	3,5	2,7	1,7	2,3	0,05	1,5	1,6	3,3	4,2
n	97	83	98	100	96	94	96	96	99	68,5	93,2	92,3	91,56	95,8	72,9	99,9	93,8	97,9	83,2	87,9
t	1,6	1,6	1,5	1,2	2,2	2,4	2,2	1,5	2	3,7	1,9	1,2	1,1	1,5	1,9	1,2	2,7	2,3	2,7	2,6
φ	13	5	17	11	11	12	10	11,4	9	18,3	5,5	37,8	21,4	36,7	35,2	23,7	3,9	5,1	14,2	20,3

В ряде случаев крупные миндалины, диаметром до 1,5 см, выполняются радиально-лучистыми агрегатами актинолита, промежутки между иголочками которого заполняются альбитом.

Как видно из вышеизложенного, диабазовые мандельштейны (мандельштейны) характеризуются довольно разнообразным составом минерального выполнения миндалинов. При этом замечено, что в тех разновидностях мандельштейнов, которые имеют хорошо раскристаллизованную основную массу и залегают в нижних частях горизонта мандельштейнов, содержатся миндалины преимущественно с кальцитом-эпидотовым, эпидотовым зональным выполнением, в то время как в средних и верхних частях горизонта мандельштейнов резко преобладают миндалины с биотито-хлоритовым, хлорито-кварцевым или мономинеральным хлоритовым и биотитовым выполнением. Такой характер выполнения миндалинов, по-видимому, находится в непосредственной взаимосвязи не только с химическим составом самих пород, но и отражает в некоторой степени условия последующего их метаморфического изменения.

Таким образом, диабазовые мандельштейны объединяют очень большую и разнообразную группу эффузивных пород, отличительной особенностью которых является обязательное присутствие того или иного количества миндалинов и типичной миндалекаменной текстуры. Образование основных разновидностей мандельштейнов, судя по особенностям их внутреннего строения и текстурно-структурным признакам, происходило в несколько различных условиях.

Результаты химического анализа пород этой группы и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому приведены в таблицах 20, 21.

В тесных пространственных соотношениях в составе лавовых потоков с миндалекаменными диабазами и диабазовыми мандельштейнами иногда находятся породы также миндалекаменного сложения, но имеющие шаровую текстуру. Некоторые такие лавовые потоки, главным образом, среднеятулийских эффузивов, в ряде разрезов восточного и южного берегов оз. Сегозера, Паданской губы, оз. Селецкого, Янгозера и в районе оз. Липъярви в кровле имеют отчетливо сформированные шаровые лавы. Шаровые лавы, представляющие собой весьма своеобразные породы, имеют довольно постепенные переходы с подстилающими их слабонасыщенными миндалинами, миндалекаменными диабазами или диабазовыми мандельштейнами и характеризуются отчетливо выраженной шаровой текстурой. Отдельные шары, преимущественно округлой и овальной, иногда сплюснутой формы, размером от 0,1 до 0,6 м (реже до 1,4 м) в диаметре, цементируются либо мелкозернистой афанитоподобной, полосчатой породой с редкими миндалинами, либо мандельштейновидной насыщенной миндалинами пористой массой.

Как правило, в межшаровых пространствах в цементирующей массе отмечается большое количество кварц-кальцит-эпидотового или кремнистого материала, который нередко, как это имеет место в разрезах с. Погост и восточного берега оз. Сегозера, служит цементом.

Шары в лаве преимущественно четкие, резкие, контуры их нередко подчеркнуты эпидотовой каймой, благодаря которой они рельефно выделяются из общей массы породы (фиг. 53). В большинстве разрезов шаровых лав у отдельных шаров установлено зональное строение, которое заключается в наличии во внешней части плотной, афанитоподобной породы (корочки закалки), сменяющейся к центру пористой мандельштейновой массой, нередко с центральной газовой полостью. Мощность корочки закалки, как правило, не превышает 2—3 см, и она не

зависит от формы и размеров шаров, которые подвергаются значительным изменениям даже в пределах одного и того же лавового потока.

Корочки закалки сложены мелкозернистыми, афанитовыми диабазами с редкой порфировой вкрапленностью таблитчатых кристалликов частично хлоритизированной и эпидотизированной роговой обманки и сильно хлоритизированными, удлиненно-призматическими зернами плагиоклаза, устанавливаемыми по реликтам их замещения. Основная масса афанитового диабаза из корочки закалки состоит из мелкочешуйчатого, волокнистого хлорита, представляющего собой продукты раскристаллизации основного стекловатого мезостазиса. В основной массе отмечается постоянное присутствие мелкокрапленного, лейкоксенизи-



Фиг. 53. Шаровая текстура шаровых лав восточного берега оз. Сегозера.

рованного титаномagnetита и magnetита. Довольно постепенно, хотя и в небольшом интервале, афанитовый диабаз корочки закалки переходит в типичный диабазовый мандельштейн.

Диабазовые мандельштейны (мандельштейны) шаров шаровой лавы представляют собой в разной степени насыщенные миндалинами породы, имеют плохо раскристаллизованную, сильно хлоритизированную основную массу, содержащую редкие вкрапленники альбита и иголки актинолита. Миндалины имеют здесь главным образом существенно мономинеральное выполнение — эпидотовое, кварцевое или альбитовое.

Цементирующая шары порода представлена, как правило, либо в разной степени насыщенными миндалинами диабазовыми мандельштейнами, либо полосчатыми, мелкозернистыми сильно биотизированными миндалекаменными диабазами. Мандельштейны цемента шаровых лав по петрографическому составу мало чем отличаются от диабазовых мандельштейнов, слагающих центральные части шаров. В некоторых случаях в мандельштейновой массе межшаровых пространств

отмечается слабая биотитизация и более высокая степень эпидотизации. Если в мандельштейнах из цементирующей массы резко уменьшается содержание миндалинов, то порода постепенно переходит в полосчатые миндалекаменные диабазы.

При описании разрезов основных пород в различных участках исследованной территории отмечено, что потоки, имеющие в кровле шаровые лавы, стратиграфически приурочены к определенным частям разрезов. Шаровые лавы устанавливаются главным образом в кровле первого и второго лавовых потоков, и только в разрезе района д. Погост в Паданской губе оз. Сегозера типичные шаровые лавы описаны в кровле третьего и четвертого лавовых потоков.

В ряде разрезов в кровле некоторых потоков отмечены образования, несколько напоминающие собой шаровые лавы. Однако степень обособления шаров очень слабая, и породы скорее напоминают диабазовые мандельштейны со столбообразными скоплениями миндалинов. Подобное строение верхних частей лавовых потоков отмечено в районе Щукогоры (оз. Елмозеро), в обнажениях южного и восточного берегов оз. Сегозера, а также в районе озер Селецкого и Янгозера.

Основные интрузивные породы

Габбро-диабазы. Интрузивные аналоги ятулийских лав образуют морфологически разнообразные тела, среди которых наиболее часто отмечаются дайки различных размеров и пластовой формы силлы. Пространственно большинство тел габбро-диабазов приурочено либо к межпластовым отслоениям в брахиантиклинальных структурах, либо к зонам тектонических нарушений, проходящих как внутри ятулийских структур, так и вдоль контактов их с породами фундамента. Тела габбро-диабазов образуют несколько пространственно разобщенных групп, из которых наиболее крупными являются Северо-Елмозерская, Северо-Сегозерская, Селецкая, Янгозерско-Чинозерская и Кумсинская. В состав каждой из них входит несколько крупных тел габбро-диабазов.

В зависимости не только от того, в каком состоянии эрозионного среза находятся породы, вмещающие ятулийские габбро-диабазы, но и от их структурного положения, морфология тел габбро-диабазов различна. В пределах Северо-Елмозерской и Северо-Сегозерской групп габбро-диабазы представлены в современном их эрозионном срезе в основном резко секущими дайками, являющимися корневыми частями, по-видимому, первоначально разнообразных тел. В Селецкой, Янгозерско-Чинозерской и особенно в Кумсинской группах, где габбро-диабазы приурочены главным образом к верхним частям ятулийских образований, находящихся в состоянии незначительного эрозионного среза, среди них устанавливаются залегающие преимущественно согласно с вмещающими породами силлы, наблюдаемые в крыльях пликтивных структур, а дайкообразные тела габбро-диабазов картируются только в узких зонах тектонических нарушений.

От пород лавовой (эффузивной) фации габбро-диабазы отличаются плотным, массивным, полнокристаллическим сложением, отсутствием миндалекаменных, шлаковых, шаровых и других типичных для эффузивов текстур, а также рядом минералогических и структурных особенностей. Наиболее характерными текстурами габбро-диабазов являются равно-

мернозернистая, такситовая и пегматоидная, однако нередко встречаются брекчиевидные, полосчатые и трахитоидные.

По текстурно-структурным особенностям и составу пород среди габбро-диабазов выделяется несколько петрографических разновидностей — афанитовые, мелко-, средне- и крупнозернистые, пегматоидные, альбититы (карьялиты).

Все эти разновидности пород имеют близкий минералогический состав и отличаются преимущественно структурами основной массы и количественными соотношениями главных породообразующих минералов (табл. 22).

Главные породообразующие минералы — плагиоклаз и роговая обманка, второстепенные — кварц, биотит, акцессорные — сфен, апатит, магнетит, титаномагнетит. Вторичными минералами являются преимущественно кальцит, хлорит и эпидот.

Таблица 22

Количественный минералогический состав разновидностей габбро-диабазов
(аналитик А. И. Голубев)

Название минералов	Содержание минералов (в %) в шлифах габбро-диабазов					
	мелкозернистый габбро-диабаз (3030—11)	среднезернистый габбро-диабаз (3030—19)	крупнозернистый габбро-диабаз (1592—3)	крупнозернистый трахитоидный габбро-диабаз (1797—6)	пегматоидный габбро-диабаз (1773—1)	альбитит (3030—14)
Плагиоклаз (альбит)	41,8	48,04	70,0	69,8	54,1	77,9
Обыкновенная роговая обманка	48,8	30,3	22,2	5,5	ед.	—
Титаномагнетит	6,9	10,6	2,9	10,5	12,5	1,9
Кварц	ед.	ед.	4,8	12,6	ед.	8,3
Хлорит	"	"	ед.	1,3	"	3,4
Биотит	"	7,5	"	0,2	—	—
Эпидот	2,5	3,0	"	ед.	ед.	ед.
Апатит	ед.	ед.	—	"	"	"
Кальцит	—	"	—	—	—	8,5
Турмалин	—	—	ед.	—	ед.	ед.
Халькопирит	—	ед.	—	ед.	—	—
Микропегматит	—	—	—	—	33,3	ед.

Структурные особенности заключаются в том, что мелкозернистые разновидности габбро-диабазов имеют микродиабазовую, микроофитовую структуру, а среднезернистые и крупнозернистые — офитовую, габбро-офитовую с участками пилотакситовой и даже гломеропорфировой. Пегматоидные габбро-диабазы и карьялиты характеризуются существенно гипидноморфно-зернистыми структурами (фиг. 54).

Плагиоклаз образует удлинённо-призматические лейсты или таблитчатые кристаллы размерами от долей миллиметра до 1,0—1,5 см в зависимости от степени раскристаллизации основной массы. По замерам на столике Е. С. Федорова плагиоклаз представлен альбитом

(Ap_{0-10}) с низким содержанием анортитового компонента, обнаруживающим альбитовый, периклиновый и реже карлсбадский законы двойникования. Иногда устанавливается плагиоклаз состава Ap_{15-18} . Вторичные изменения плагиоклаза заключаются в его частичной эпидотизации, карбонатизации и хлоритизации. Плагиоклаз — основной породообразующий минерал для пород типа пегматоидных габбро-диабазов и альбититов, состоящих практически из мономинерального агрегата альбита с небольшим количеством других минералов.

Темноцветный минерал (амфибол) представлен обыкновенной роговой обманкой, в той или иной степени хлоритизированной, эпидотизированной или актинолитизированной. Зерна роговой обманки



Фиг. 54. Гипидиоморфная структура габбро-диабазов оз. Сегозера.

имеют отчетливые ксеноморфные очертания, размеры отдельных кристаллов составляют от нескольких долей миллиметра в мелкозернистых разностях габбро-диабазов до нескольких сантиметров в пегматоидных разностях и альбититах, четкую спайность 124° , слабый зеленоватый плеохроизм, отрицательное удлинение. Интерференционная окраска роговой обманки по Np — светло-желтая, Ng — синевато-зеленая, Nm — зеленая. Показатели преломления по осям (аналитик Н. Д. Сыромятина) колеблются по $Ng' = 1,660-1,674$; $Np' = 1,640-1,650$; $Ng' - Np' = 0,020-0,022$. Часто встречаются простые двойники по $(0,10)$, с: $Ng = 12^\circ$, угол $2V = -70$ до $-75^\circ (:)$.

Вторичными минералами, развивающимися по роговой обманке, являются актинолит, хлорит и эпидот.

Актинолит, наиболее интенсивно развивающийся по торцовым частям кристаллов роговой обманки, имеет густую зеленую

окраску, сильный плеохроизм, $c:Ng=12-15^\circ$, угол $2V=-65^\circ(:)$ до $-70^\circ(:)$.

Хлорит в виде тонкочешуйчатых агрегатов с бледной окраской и слабым плеохроизмом развивается по двойниковым швам роговой обманки.

Эпидот образует чаще всего тонкозернистые агрегаты со светло-зеленой окраской, высоким рельефом и высокой интерференционной окраской.

Кварц устанавливается в небольших количествах во всех разновидностях габбро-диабазов и особенно альбититах. Кварц в сростании с альбитом образует нередко выделения в промежутках между крупными зернами альбита.

Биотит в виде темно-бурых, темно-зеленых листочков устанавливается в основной массе существенно мелко-, среднезернистых габбро-диабазов. Биотит имеет прямое или близкое к нему угасание, $Ng'=1,632$,

Химический состав

Компоненты	107—1	107—2	532	532—1	822	1716	1716—1	1716—2	1737—2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	52,26	50,16	55,08	49,30	52,46	54,74	51,76	47,10	44,44
TiO ₂	0,92	1,16	1,69	1,66	1,78	1,61	1,93	2,08	2,00
Al ₂ O ₃	15,46	13,88	14,69	11,12	9,80	14,21	14,29	12,72	13,24
Fe ₂ O ₃	5,41	8,29	5,03	8,54	7,16	6,41	8,08	11,84	8,84
FeO	7,47	6,74	3,72	7,52	4,42	6,16	5,99	5,35	9,07
MnO	0,16	0,17	0,22	0,23	0,16	0,16	0,15	0,20	0,17
MgO	6,52	8,56	4,32	9,51	6,32	5,67	5,03	6,33	10,29
CaO	2,26	2,54	6,67	6,98	6,60	2,65	4,16	8,24	1,88
Na ₂ O	3,35	3,29	6,00	3,28	5,15	4,94	5,65	3,59	2,22
K ₂ O	2,33	0,38	0,74	0,83	1,07	1,16	1,20	0,92	3,61
H ₂ O	0,24	0,44	0,10	0,18	0,09	0,40	0,32	0,34	0,25
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CuO	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	н/обн.	0,004
CoO	0,010	0,011	0,007	0,012	0,007	0,008	0,009	0,009	0,007
NiO	0,006	0,013	0,006	0,025	0,006	0,004	0,013	0,016	0,015
S	0,040	0,010	0,010	0,010	0,120	0,230	0,280	сл.	сл.
П. п. п.	3,19	4,16	2,07	1,24	4,68	2,31	1,70	1,74	4,36
Сумма	99,57	99,77	100,33	100,38	99,69	100,42	100,32	100,45	100,37

1 — габбро-диабаз крупнозернистый, пегматоидный, аналитик А. И. Федосеева; 2 — габбро-диабаз крупнозернистый, аналитик В. А. Андрианова; 3 — габбро-диабаз крупнозернистый, аналитик В. А. Андрианова; 4 — габбро-диабаз мелкозернистый, аналитик В. А. Андрианова; 5 — биотит, аналитик Г. И. Капустина; 6 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик З. Т. афанитовый, аналитик Т. М. Брагина; 7 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик З. Т. афанитовый, аналитик Т. М. Брагина; 8 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 9 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 10 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 11 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 12 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 13 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 14 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 15 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 16 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 17 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 18 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 19 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 20 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 21 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 22 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 23 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 24 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 25 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 26 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 27 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 28 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 29 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 30 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 31 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 32 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 33 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 34 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 35 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 36 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 37 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 38 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 39 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 40 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 41 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 42 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 43 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 44 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 45 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 46 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 47 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 48 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 49 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 50 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 51 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 52 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 53 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 54 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 55 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 56 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 57 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 58 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 59 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 60 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 61 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 62 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 63 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 64 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 65 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 66 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 67 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 68 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 69 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 70 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 71 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 72 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 73 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 74 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 75 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 76 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 77 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 78 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 79 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 80 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 81 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 82 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 83 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 84 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 85 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 86 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 87 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 88 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 89 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 90 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 91 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 92 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 93 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 94 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 95 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 96 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 97 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 98 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 99 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина; 100 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Т. М. Брагина.

$Np' = 1,632$, окраска по $Ng = Nm$ — темно-зеленая, Np — буровато-зеленая.

Титаномagnetит — достаточно широко распространенный минерал, образует морфологически разнообразные кристаллы, от правильных октаэдрических до скелетных и футляровидных. Нередко встречается в виде сегрегаций (шлировых выделений). В ряде случаев в титаномagnetитах отмечаются отчетливые структуры распада, при этом ильменитовая составляющая полностью замещается лейкоксеном.

Акцессорными минералами габбро-диабазов являются апатит, турмалин, циркон, флюорит, пирит и халькопирит.

Результаты химического анализа габбро-диабазов и их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому приведены в таблицах 23 и 24.

Таблица 23

габбро-диабазов

1737—5	1737—6	1737—7	1737—8	1737—9	1741	3011	3011—1	3011—5	3011—7	3011—10
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
50,12	52,35	52,04	50,56	49,55	46,76	49,35	51,04	52,68	50,96	53,54
1,90	1,86	1,84	2,0	2,02	2,10	1,97	1,86	2,96	1,88	1,87
13,67	14,03	13,47	13,85	13,54	14,14	11,27	10,99	12,81	12,94	14,50
8,33	7,02	7,07	7,54	7,14	7,22	8,11	5,03	1,27	3,39	3,83
6,30	6,29	7,50	7,16	8,01	8,61	7,66	7,19	6,55	7,07	4,93
0,18	0,17	0,16	0,16	0,19	0,15	0,22	0,19	0,02	0,02	0,02
8,37	7,33	6,87	6,83	7,68	7,99	8,32	10,05	9,98	10,15	6,38
2,81	2,60	2,30	3,05	3,60	2,30	6,16	5,58	4,94	5,12	6,04
3,88	4,16	4,26	4,56	3,97	3,84	3,69	3,79	4,90	4,50	5,18
0,60	0,50	0,82	0,60	0,40	3,93	0,67	0,40	0,19	0,21	0,68
0,24	0,28	0,29	0,24	0,32	0,25	0,58	0,15	0,37	0,25	0,33
—	—	—	—	—	—	0,09	0,23	0,27	0,28	0,29
0,008	0,008	0,010	0,240	0,470	0,003	0,01	0,003	0,005	0,009	0,005
0,006	0,006	0,005	0,006	0,006	0,005	0,011	0,010	0,007	0,008	0,004
0,017	0,009	0,007	0,011	0,013	0,006	0,017	0,018	0,019	0,02	0,01
0,020	сл.	0,060	0,08	0,07	сл.	н/обн.	сл.	сл.	сл.	0,03
4,07	3,84	3,87	3,90	3,93	3,17	2,34	3,87	2,37	3,43	2,84
100,37	100,43	100,49	100,45	100,35	100,46	100,44	100,40	99,84	100,23	100,48

2 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик А. И. Федосеева; 3 — альбитит, аналитик З. Т. Помазан; 5 — габбро-диабаз крупнозернистый, пегматоидный, аналитик З. Т. Помазан; 6 — альбитит, аналитик З. Т. Помазан; 8 — габбро-диабаз афанитовый, аналитик З. Т. Помазан; 9 — габбро-диабаз крупнозернистый, аналитик Т. М. Брагина; 11 — габбро-диабаз крупнозернистый, аналитик Т. М. Брагина; 12 — габбро-диабаз мелкозернистый, аналитик Т. М. Брагина; 14 — габбро-диабаз мелкозернистый, аналитик Р. С. Мельянцева; 17 — габбро-диабаз мелкозернистый, аналитик Н. П. Лебедева; 19 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Н. П. Лебедева; 20 — габбро-диабаз мелкозернистый, аналитик Н. П. Лебедева.

Числовые характеристики габбро-диабазов по А. Н. Заварицкому

Числовые характеристики	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
a	10,6	7,7	14,1	7,9	13,0	12,5	14,0	9,2	10,0	9,3	9,8	10,5	11,0	9,4	14,2	8,8	8,6	10,7	9,9	12,3
c	2,7	3,0	2,6	3,05	3,4	3,2	2,4	3,9	2,2	3,4	3,1	2,8	3,8	4,4	2,4	2,9	2,8	2,9	3,5	3,5
b	27,2	32,2	20,3	34,2	21,8	21,0	23,7	32,0	36,3	29,2	26,8	26,6	25,3	27,3	28,4	32,1	31,1	26,2	28,7	22,4
s	59,5	57,1	63,1	54,7	61,8	63,3	59,8	54,9	51,5	58,1	60,3	60,2	59,8	58,8	55,0	56,2	57,5	60,2	57,9	61,8
a'	16,0	14,0	—	—	—	0,9	—	—	8,8	7,0	9,5	7,0	0,8	0,2	—	—	—	—	—	—
f'	44,0	42,0	38,3	40,6	28,8	54,4	53,2	47,7	44,4	44,8	44,7	49,6	53,2	51,6	51,0	43,7	35,1	26,9	32,6	35,2
m'	40,0	44,0	35,4	44,7	49,3	45,5	36,0	33,2	47,4	48,2	45,8	43,4	45,9	48,3	47,6	42,7	52,8	62,2	58,3	47,8
c'	—	—	26,4	14,6	21,8	—	19,8	19,0	—	—	—	—	—	—	1,4	13,6	12,1	10,9	9,1	17,0
n	69,0	93,0	92,0	85,0	87,8	86,6	87,7	85,6	48,3	90,8	92,7	88,8	92,0	93,8	57,8	89,3	93,5	97,5	97,0	92,0
φ	17,0	22,0	20,5	20,0	8,8	26,0	28,8	31,4	20,5	23,9	22,1	22,5	25,6	22,7	21,7	21,0	13,3	4,0	9,8	14,5
t	1,3	1,8	2,2	2,5	2,5	2,2	2,7	3,2	3,3	2,8	2,6	2,5	2,9	3,0	3,3	2,9	2,7	4,0	2,7	2,6
Q	-4,9	-4,2	-4,7	-9,6	-5,8	-1,6	-10,8	-12,4	-19,2	-5,8	-2,0	-3,4	-6,2	-5,7	-20,7	-8,3	-5,0	-3,9	+7,5	-4,3
a/c	4,0	2,6	5,4	2,6	3,8	3,9	5,7	2,4	4,4	2,8	3,1	3,8	2,9	2,1	5,9	3,0	3,1	3,6	2,9	3,5

Петрохимические и геохимические особенности основных пород ятулийского вулканического комплекса

Для изучения особенностей химического состава основных пород ятулия и установления характера распределения в них микроэлементов использовано около 100 химических и более 500 спектральных анализов габбро-диабазов, нижнеятулийских и среднеятулийских эффузивов и их туфов. Материал для химического анализа отбирался из отдельных лавовых потоков по опорным разрезам лавовых толщ, пачек туфогенно-осадочных пород и тел габбро-диабазов. Спектральный анализ выполнен из материала проб химического анализа, а также из проб, отобранных существенно по основным опорным разрезам среднеятулийских эффузивов.

Химический анализ пород ятулийского вулканического комплекса выполнен аналитиками химической лаборатории Института геологии: В. А. Ахвонен, В. А. Доильницыной, А. И. Федосеевой, Г. И. Капустиной, Н. Д. Мальковой, В. Ф. Лобановой, Р. С. Мельянцевой, Т. М. Брагиной, В. А. Кукиной, Н. П. Лебедевой и др.

Спектральный анализ пород и минералов ятулия произведен в спектральной лаборатории Института геологии аналитиками: Э. С. Васильевой, В. А. Королевой, Г. М. Кононовой, Г. Д. Епишиной, Н. А. Ивановой.

Полученные химические анализы пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого (1950) на числовые характеристики, по которым построена векторная диаграмма составов пород (фиг. 55).

Рассмотрение векторной диаграммы показывает, что в пространственном расположении фигуративных точек составов основных пород исследованной территории довольно отчетливо выделяется несколько полей, соответствующих лавовой (эффузивной), субвулканической и туфовой фациям. При этом точки составов габбро-диабазов занимают верхнюю и правую части диаграмм, левее и в центре располагаются точки составов нижнеятулийских и среднеятулийских лав (диабазов, роговообманковых порфиринов, мандельштейнов и т. д.), а в нижней части диаграммы лежат точки туфовой фации, представляющие составы хлоритовых туфов.

Как видно из этой вариационной диаграммы, существует определенная связь химизма пород всех выделенных фаций, проявленная большим количеством точек переходных составов пород и взаимным перекрытием полей различных фаций.

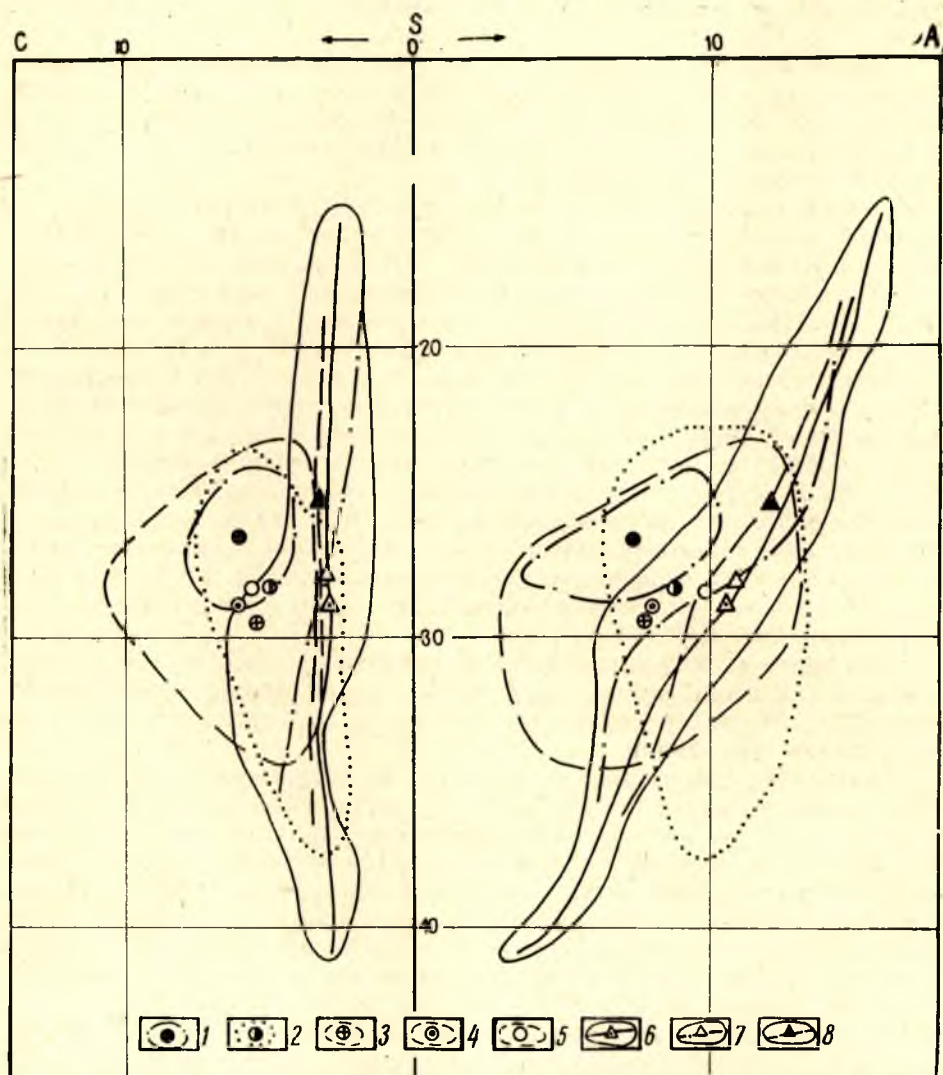
Таким образом, устанавливается тесная петрохимическая генетическая связь всех выделенных фаций, что находит полное подтверждение и в геологических наблюдениях. Сравнение вариационных линий различных петрохимических типов естественных ассоциаций вулканогенных пород с пространственным расположением фигуративных точек составов ятулийских основных пород, позволяет отнести лавы исследованного района к известково-щелочной серии. Согласно вычисленному известково-щелочному индексу (по Х. Куно) породы ятулийского вулканического комплекса также относятся к известково-щелочной серии.

В ориентировке векторов в правой части диаграммы устанавливается постепенная смена их наклона с левого положения через вертикальное до правого, что свидетельствует о непрерывных переходах от пород, обогащенных алюминием, к породам нормального ряда. Если габбро-диабазы — типичные представители пород нормального ряда, то породы эффузивной фации испытывают некоторые колебания в своем составе. Так, наиболее пересыщенными алюминием породами являются, как правило, мандельштейны и некоторые разновидности диабазов.

Преобладающая часть векторов пород типа роговообманковых порфиров относится к породам нормального ряда.

Общее крутое расположение векторов свидетельствует о резком преобладании в породах феррических компонентов — Fe и Mg над калиевыми — Ca и щелочами.

Последовательное и довольно быстрое увеличение характеристики «а» с одновременным уменьшением «в» показывает, что в эволюции ятулийских лав наблюдается прогрессивное изменение щелочности, при этом в наибольшей степени щелочными являются габбро-диабазы, затем следуют эффузивы нижнего и среднего ятулия и, наконец, туфы.



Фиг. 55. Сводная вариационная диаграмма химического состава основных пород ятулийского вулканического комплекса.

Поля составов и средние значения: 1—нижнеятулийских эффузивов оз. Сегозера; 2—нижнеятулийских эффузивов г. Медвежьегорска; 3—среднеятулийских эффузивов оз. Сегозера; 4—среднеятулийских эффузивов г. Медвежьегорска; 5—среднеятулийских эффузивов оз. Пальезера; 6—габбро-диабазов оз. Чинозера; 7—габбро-диабазов оз. Елмозера; 8—габбро-диабазов оз. Сегозера.

Анализ левой части векторной диаграммы показывает, что эффузивная фация основных пород характеризуется крутым, почти вертикальным наклоном векторов, что говорит о подавляющем преобладании в породах Na над K. Породы субвулканической фации (габбро-диабазы) также имеют подобные соотношения Na и K. Однако наиболее резко выделяется группа пирокластических пород (хлоритовых туфов), в которых векторы фигуративных точек их составов имеют отклонения влево, фиксируя увеличение в породах количества калия, что происходит, вероятно, за счет присутствия в туфах серицитовой слюдки.

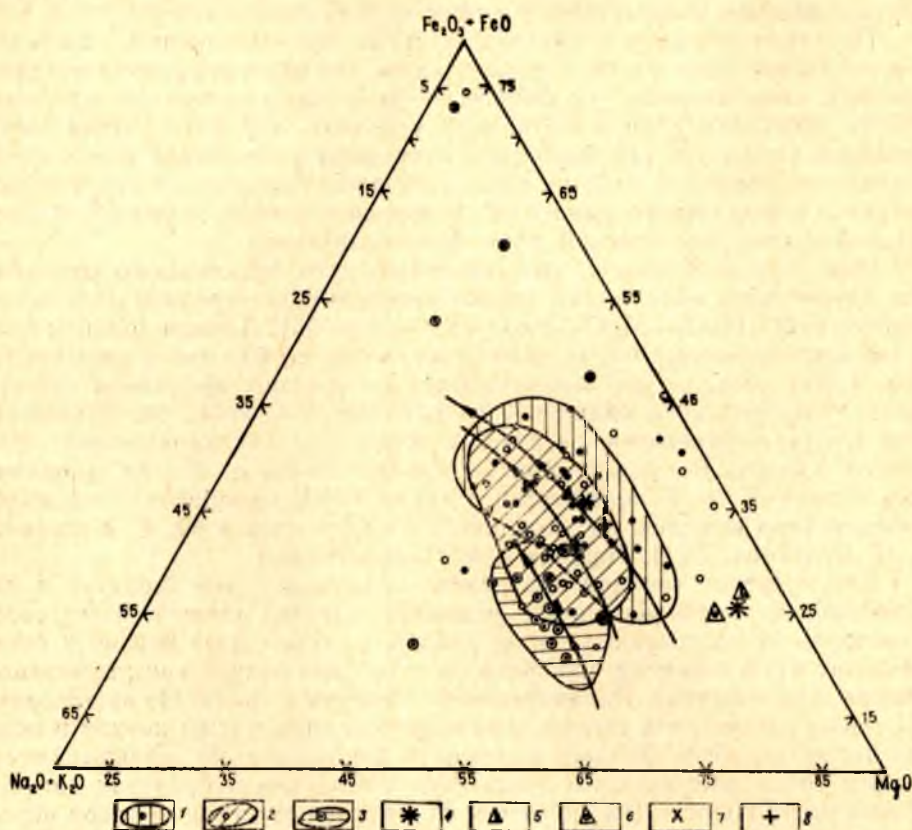
По существующим в настоящее время представлениям, основная (базальтовая) магма может осуществлять дифференцирование по двум главным направлениям — к ферро-габбро, с накоплением на конечных этапах кристаллизации железа, при условиях низкого парциального давления кислорода (феннеровский путь дифференциации) или к образованию на конечных стадиях кристаллизации гранитоидов при условии высокого парциального давления кислорода и вообще большом объеме газовой фазы (боуэновский путь кристаллизации).

Основные особенности эволюционного пути базальтового расплава для ятулийского вулканизма можно проследить на тройной диаграмме состава $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (фиг. 56). Данная тройная диаграмма для основных пород района построена по 89 химическим анализам. Кроме того, на нее вынесены средние составы эффузивов суйсарского вулканического комплекса из районов д. Ялгубы, оз. Хавчезера, о-ва Суйсари (Онежское озеро), оз. Кончезера, вулканического комплекса кряжа Ветреный пояс и габбро-диабазов вепсия (йотния) пос. Ропручья, ур. Голодай-горы, а также габбро-диабазов Заонежско-Лижменского комплекса г. Кондопоги по материалам Ю. К. Калинина, В. С. Куликова, В. И. Горлова и А. П. Мартынова.

Рассмотрение тройной диаграммы показывает, что характер и направленность дифференциации основной магмы, давшей известково-щелочную серию основных пород района, в общем идет близко к боуэновскому пути, в сторону накопления на средних этапах кристаллизации железа и на конечных этапах щелочей — натрия и калия. Но из диаграммы также следует, что степень фракционирования магмы низкая и поля фигуративных точек составов различных фаций взаимно перекрываются, а сами точки расположены достаточно компактно в пределах сравнительно узкой полосы. Тем не менее, фигуративные точки составов пород выделенных фаций имеют обособленное положение. Если нижнеятулийские лавы как по составу, так и по пространственному положению тяготеют к полю субвулканической фации, то среднеятулийские лавы, испытывая изменения своего состава, пространственно тяготеют к Mg вершине, то есть являются более основными образованиями. Эта особенность изменения химизма лавового материала во времени и данные, вытекающие из рассмотрения векторной диаграммы А. Н. Заварицкого, позволяют прийти к некоторым важным выводам.

Оставаясь все время в пределах полосы известково-щелочной серии, основные лавы ятулия во времени последовательно и закономерно меняют свой состав от относительно кислых до более основных порций. Если вулканогенные образования нижнеятулийской фазы вулканизма и субвулканические интрузивные габбро-диабазы являются наиболее кислыми из всех пород ятулия, то среднеятулийские лавы — более основными по составу. Это приводит к предположению, что ятулийский вулканический комплекс формировался путем последовательного излияния лав из единого магматического очага, прошедшего предварительную незначительную глубинную дифференциацию, сначала более кислой его

части, а затем, в конце вулканического этапа — более основной лавы (А. П. Светов, 1968а). В то же время, можно предположить, что интрузивные тела габбро-диабазов субвулканической фации, по-видимому, формировались существенно в начальные стадии каждой из фаз вулканизма, главным образом, в течение нижнего и среднего ятулия. Однако последующие внедрения магмы, в конце ятулийского этапа вулканизма, имеющие более основной состав, проходили в значительно меньших объемах. Не исключено поэтому, что самыми молодыми породами яв-



Фиг. 56. Часть вариационной диаграммы состава $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{MgO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ для основных пород ятулия, суйсария и вепся Центральной и Южной Карелии.

Поля составов эффузивов среднего ятулия: 1—Сегозерской вулканической зоны; 2—Медвежьегорской вулканической зоны; 3—Гирвасской вулканической зоны. Средние составы эффузивов суйсария: 4—эффузивов края Ветряный пояс (по В. С. Куликову); 5—эффузивов острова Суйсари (по Ю. К. Калинин); 6—пикритовых порфиритов оз. Кончезера (по Ю. К. Калинин); 7—пикритовых порфиритов оз. Хавчезера (по В. И. Горлову); 8—порфиритов пос. Ялгуба (по Ю. К. Калинин).

ляются секущие интрузии габбро-диабазов, развитые в районе северного берега оз. Елмозера и имеющие внешний облик пород Койкарской интрузии.

Таким образом, на основании изучения химического состава пород выделенных фаций ятулийского вулканического комплекса и его вариаций, а также геологических наблюдений устанавливается тесная генетическая связь между интрузивными, эффузивными и туфовыми образованиями, обусловленная, вероятно, происхождением их из магмы одинакового состава. При этом основные породы района принадлежат

к ассоциации пород известково-щелочной серии, являющейся производной толеито-базальтовой магмы (А. П. Светов, 1968б).

Довольно высокая скорость излияний и относительная кратковременность основного магматизма обусловили отсутствие значительной прогрессирующей дифференциации магмы в магматических очагах и предопределили очень слабое фракционирование (кристаллизационную дифференциацию) в потоках лавы и интрузивных телах *in situ*.

Для установления особенностей распределения элементов-примесей в основных породах исследованной территории спектральным полук количественным и количественным анализами было проанализировано около 500 проб. Все пробы анализировались на 38 элементов: Be, As, Te, Hg, Sc, P, Sb, Pt, Au, Ta, Tl, Mn, Pb, Th, Sn, Nb, Ga, W, Fe, Ge, In, Bi, Mo, V, Ti, Y, Li, La, Cu, Cd, Ag, Zn, Co, Ni, Zr, Cr, Sr и Ba. При этом элементы: As, Te, Sb, Pt, Au, Ta, Tl, Th, Nb, W, Bi, Jn и Cd во всех проанализированных пробах не обнаружены, а присутствие Sn, Hg, Li, P, Ge и Au было установлено только в единичных пробах.

Чувствительность примененного метода полук количественного спектрального анализа следующая (в условных единицах):

условная единица	1	— около 0,0001% для Be и Cu;
"	2	— около 0,0003% для Ag;
"	3	— около 0,001% для V, Ni, Sn, Bi, Pb, Cr, Au, In, Sc, Co, Pt, Mn, Zr и Mo;
"	4	— около 0,003% для Tl, Y, Ti и Ga;
"	5	— около 0,01% для Cd, Sb, Li, W, La, Fe, Ba, Hg, Nb и Sr;
"	6	— около 0,03% для Te, Ta и Th;
"	7	— около 0,1% для Zn, As и Ge;
"	8	— около 0,3% для P;
"	9	— около 1%;
"	10	— более 1,0%.

При обработке результатов спектральных полук количественных анализов были подсчитаны средние содержания следующих 16 элементов-примесей: Be, Sc, Mn, Pb, Ga, V, Ti, Y, Cu, Zn, Co, Ni, Sr, Cr, Zr и Ba по всем разновидностям основных пород района. Результаты пересчета сведены в табл. 26.

В дальнейшем будет проведено сравнение средних содержаний микроэлементов основных разновидностей пород ятулийского вулканического комплекса со средними содержаниями этих же элементов, рассчитанными А. П. Виноградовым (1962) для группы основных пород — базальтов, габбро и т. д. В табл. 25 приводятся данные. А. П. Виноградова по средним содержаниям отдельных химических элементов данной группы пород.

Для удобства анализа полученных результатов построены графики вариаций содержаний элементов-примесей по основным разновидностям пород в условном разрезе (фиг. 57).

Анализ графиков показывает, что по характеру поведения микроэлементов среди них можно выделить несколько групп:

- а) Элементы с малыми колебаниями содержаний Be, Y, Sc, Co.
- б) Элементы с умеренными колебаниями содержаний Pb, Zr, Ga, V.
- в) Элементы с резкими колебаниями содержаний Ti, Ba, Zn, Cu, Sr, Ni, Cr, Mn.

Ниже приводится характеристика поведения микроэлементов в основных разновидностях пород района (табл. 26).

Бериллий испытывает весьма незначительные колебания содержания, однако некоторое повышение его количества устанавливается

Таблица 25

Средние содержания химических элементов в базальтах и габбро
(по А. П. Виноградову, 1962)

Химический элемент	Среднее содержание в % (по А. П. Виноградову)	Среднее содержание в условных единицах
Be	4×10^{-5}	0,25
Sc	$2,4 \times 10^{-3}$	3,50
Mn	2×10^{-1}	7,50
Pb	8×10^{-4}	3,00
Ga	$1,8 \times 10^{-3}$	3,50
V	2×10^{-2}	5,50
Ti	0,9	1,00
Y	2×10^{-3}	3,50
Cu	1×10^{-2}	5,00
Zn	$1,3 \times 10^{-2}$	5,30
Co	$4,5 \times 10^{-3}$	4,50
Ni	$1,6 \times 10^{-2}$	5,40
Sr	$4,4 \times 10^{-2}$	6,20
Cr	2×10^{-2}	5,50
Zr	1×10^{-2}	5,00
Ba	3×10^{-2}	6,00

в нижнеятулийских диабазах, среднеятулийских мандельштейнах и туф-фитах. Содержание бериллия в общем соответствует среднему содержанию его в группе основных пород по данным А. П. Виноградова.

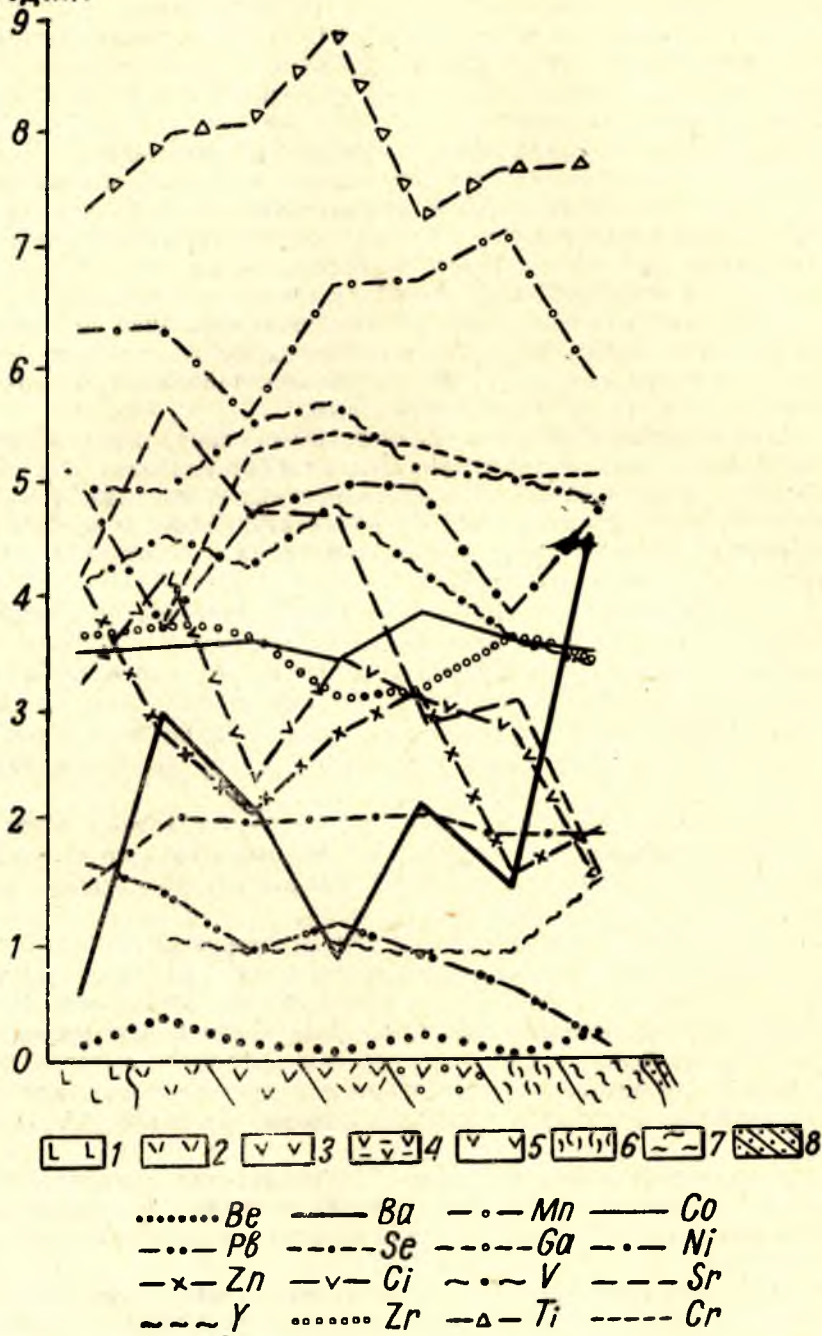
Свинец в наибольших концентрациях установлен в габбро-диабаз-зах, несколько повышенное его содержание имеют роговообманковые порфиры. Согласно вариационному графику свинца, его количество закономерно снижается от габбро-диабазов к шаровым лавам и туфам.

Таблица 26

Среднее содержание элементов в разновидностях основных пород
ятулийского вулканического комплекса (в условных единицах)

Порода	Микроэлементы															
	Be	Sc	Mn	Pb	Ga	V	Ti	Y	Cu	Zn	Co	Ni	Sr	Cr	Zr	B
Габбро-диа- базы	0,13	1,50	6,38	1,69	4,06	5,00	7,31	—	3,25	4,19	3,56	5,00	4,19	3,69	3,69	0
Диабазы ниж- него ятулия	0,39	2,19	6,39	1,42	4,54	4,92	7,96	1,11	4,19	2,73	3,62	3,69	5,77	3,81	3,77	3
Диабазы и эпид. диабазы	0,15	2,01	5,50	0,91	4,27	5,48	8,02	0,91	2,37	2,08	3,61	4,72	4,77	5,25	3,70	2
Роговообман- ковые пор- фиры	0,04	2,11	6,67	1,26	4,78	5,67	8,87	1,0	3,44	2,73	3,40	4,92	4,80	5,42	3,10	0
Мандельштей- ны, авто- брекчин	0,21	2,19	6,71	0,88	4,23	5,11	7,18	0,93	3,02	3,20	3,86	4,96	2,91	5,29	3,16	2
Шаровые лавы	0,04	1,93	7,13	0,61	3,63	4,98	7,58	0,93	2,85	1,59	3,61	3,89	3,10	5,02	3,65	1
Туфы	0,23	1,90	5,71	0,15	3,45	1,82	7,60	1,55	1,39	1,99	3,50	4,82	1,48	5,02	3,40	4

усл. ед.ин.



Фиг. 57. Среднее содержание микроэлементов (в условных единицах) в главных разновидностях основных пород ятулийского вулканического комплекса:

1—габбро-диабазы; 2—нижнеятулийские эффузивы: диабазы, плагиоклазо-роговообманковые порфиристы, диабазовые мандельштейны; 3—среднеятулийские эффузивы: диабазы, эпидотизированные диабазы; 4—роговообманковые порфиристы; 5—диабазовые автобрекчии и мандельштейны; 6—шаровые лавы диабазов и миндалекаменных диабазов; 7—туфы; 8—гравелиты, песчаники, сланцы.

Абсолютные содержания свинца в 2—3 раза меньше средних содержаний его в основных породах по А. П. Виноградову.

И т т р и й в малых количествах, в 3,0—3,5 раза меньших, чем вообще в группе основных пород, отмечается во всех разновидностях исследованных пород, и только небольшое увеличение его количества наблюдается в туфах и туффитах.

Б а р и й имеет вариационный график сложной формы. Содержание элемента резко меняется от одной породы к другой, обнаруживая при этом увеличение содержаний в нижнеятулийских диабазах, среднеятулийских мандельштейнах и в группе пирокластических пород — туфах и туффитах. Количество бария в исследованных породах в 2—4 раза меньше, чем его содержание вообще в группе основных пород.

С к а н д и й имеет в общем одинаковое содержание во всех породах с незначительным уменьшением в габбро-диабазлах. Среднее количество скандия в основных породах исследованного района в 1,5—2 раза меньше рассчитанного А. П. Виноградовым.

Ц и н к характеризуется значительными вариациями содержаний. В наибольшем количестве установлен в габбро-диабазлах, а в нижнеятулийских и среднеятулийских эпидотизированных диабазлах его содержание резко уменьшается. Однако в среднеятулийских основных породах отмечается отчетливо выраженная тенденция к накоплению цинка от диабазов к мандельштейнам.

М е д ь в максимальных количествах отмечается по данным спектрального анализа в диабазлах нижнего ятулия. В основных породах среднего ятулия минимальное содержание меди установлено в диабазлах и эпидотизированных диабазлах, а в роговообманковых порфиритах и мандельштейнах ее количество последовательно возрастает. Минимальная концентрация меди отмечалась в группе пирокластических пород.

Поскольку в настоящее время одним из актуальных вопросов геологии ятулия является меденосность основных пород, то в процессе изучения геохимических особенностей микроэлементов особое внимание было обращено на распределение меди.

Первоначально был обработан аналитический материал по площади путем нахождения среднего содержания меди в целом, по ряду удаленных опорных разрезов среднеятулийских эффузивов. После вынесения этих данных на план выявилась общая приуроченность повышенных содержаний меди к тем разрезам эффузивов, которые наименее удалены от участков предполагаемого и достоверного расположения вулканических аппаратов — центров лавовых излияний (А. П. Светов, 1968).

В дальнейшем путем изучения распределения меди по отдельным разрезам была выявлена концентрация элемента в лавовых потоках основания лавовой толщи, то есть в потоках начальных стадий лавовых излияний.

Обследованием участков распространения эффузивов среднего ятулия в зонах расположения предполагаемых центров излияний лав (окрестности г. Медвежьегорска, северный берег оз. Сегозера — Орченьгуба), при детальном изучении подошвы лавовой толщи в первых двух, реже — в трех лавовых потоках, была обнаружена рассеянная сингенетичная халькопирито-борнито-халькозиновая вкрапленность. При этом в районе г. Медвежьегорска диабазы содержат зоны вкрапленных руд, прослеживающиеся по простиранию на расстояние до 8—15 км. В результате химического анализа рудных диабазов установлено, что содер-

жение меди в них достигает 3%. В настоящее время проводится дальнейшее изучение меденосности основных пород ятулия Центральной и Южной Карелии.

Кобальт имеет крайне малую изменчивость содержаний, и несколько повышенные его концентрации устанавливаются только в среднеятулийских мандельштейнах. Абсолютное содержание кобальта в изверженных породах исследованного района в полтора раза меньше, чем в базальтах.

Цирконий в небольших количествах установлен в габбро-диабазе, диабазе нижнего и среднего ятулия и в шаровых лавах. Тем не менее, его количество составляет лишь половину среднего содержания циркония вообще в основных породах (А. П. Виноградов, 1962).

Галлий в некоторых количествах отмечен лишь в нижнеятулийских диабазе. Что касается среднего ятулия, то галлий в максимальных содержаниях выявлен только в роговообманковых порфиритах, а в минимальных — в туфах и туффитах. Галлий в основных породах исследованного района отмечается в полтора раза больших количествах, чем в породах базальтового ряда.

Стронций в максимальных содержаниях установлен в диабазе нижнего ятулия. В других разновидностях основных пород наблюдается резкое уменьшение его концентрации. Максимальное количество стронция имеют пирокластические породы — туфы и туффиты. Среднее количество стронция в породах ятулийского вулканического комплекса колеблется от равного среднему количеству его в базальтах до количеств, в три раза меньших (А. П. Виноградов, 1962).

Никель имеет в общем незначительное колебание содержания, соответствующее примерно 0,01%, и только в породах нижнего ятулия и шаровых лавах среднего ятулия его концентрация снижается до 0,003%. Среднее количество никеля в основных породах примерно равно (несколько меньше) среднему содержанию его в породах базальтового ряда.

Ванадий имеет вариационный график содержаний, показывающий постепенное повышение их от габбро-диабазов до роговообманковых порфиритов, с последующим снижением до группы пирокластических пород. Ванадий в основных породах ятулийского вулканического комплекса имеет концентрацию, примерно равную среднему содержанию его в мировых базальтах — 0,02%.

Хром в исследованных породах имеет вариационный график содержаний, подобный графику ванадия, с четким максимумом концентраций в роговообманковых порфиритах. Среднее количество хрома примерно того же порядка, что и содержание хрома вообще в основных породах по А. П. Виноградову.

Марганец в габбро-диабазе и в диабазе нижнего ятулия находится в равных количествах. В породах среднего ятулия его концентрация последовательно увеличивается от диабазов к шаровым лавам, а затем резко падает к туфам и туфопесчаникам, где не отмечается сколько-либо заметной его концентрации. Среднее количество марганца в основных породах ятулия несколько меньше, чем в мировых базальтах.

Титан, постепенно увеличивая концентрацию от габбро-диабазов, достигает максимального содержания в роговообманковых порфиритах среднего ятулия. Далее, в мандельштейнах, шаровых лавах и туффитах, количество титана резко уменьшается и находится примерно в равных содержаниях.

Среднее содержание титана в основных породах района несколько меньше, чем в базальтах, по А. П. Виноградову.

Таким образом, устанавливается приуроченность повышенных содержаний элементов-примесей к определенным разновидностям основных пород ятулийского вулканического комплекса: в интрузивных породах (габбро-диабазы) отмечается несколько повышенное содержание свинца и цинка по сравнению с их эффузивными аналогами и туфами.

В эффузивах нижнего ятулия — диабазов, диабазовых порфиритах и мандельштейнах — отмечаются более или менее резкие накопления иттрия, кроме того, в них содержатся в повышенных количествах цирконий и бериллий.

Таблица 27

Распределение микроэлементов в вертикальном разрезе среднеятулийских эффузивов
(в условных единицах)

Элемент	Восточный берег Сегозера			Южный берег Сегозера		
	подошва ср. по 8	середина ср. по 5	кровля ср. по 16	подошва ср. по 5	середина ср. по 5	кровля ср. по 8
Be	0,12	—	0,5	—	—	—
Sc	2,6	1,4	2,9	3,0	4,0	2,3
Mn	7,0	7,0	7,1	6,8	7,0	6,7
Ge	5,0	5,0	4,3	4,4	4,7	4,2
Fe	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0
Ce	—	—	—	—	—	—
Mo	—	—	—	—	—	—
V	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	4,8
Ti	8,0	8,4	8,0	8,6	8,2	8,1
Y	0,6	1,8	1,0	1,4	3,5	0,3
Cu	4,0	3,2	3,0	2,8	3,2	2,6
Zn	0,6	1,0	1,5	2,0	3,7	3,7
Co	3,7	4,2	3,9	3,4	3,5	3,6
Ni	5,0	5,3	4,2	4,6	5,0	4,6
Zr	3,9	4,0	3,5	3,8	4,2	3,8
Sr	5,5	6,2	4,6	6,4	7,7	2,6
Cr	5,5	5,0	5,1	5,0	5,2	4,8
Ba	0,5	1,0	2,1	2,0	1,2	1,2
Bi	1,0	1,4	1,0	—	0,75	—

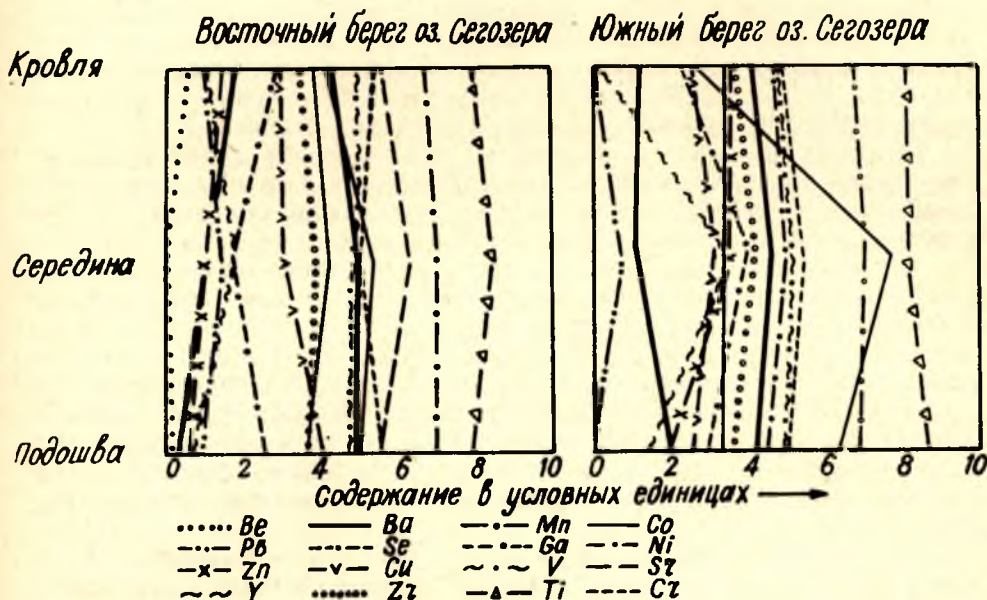
В эффузивных породах среднего ятулия отмечено некоторое накопление меди, никеля, хрома, ванадия и титана в роговообманковых порфиритах, а в мандельштейнах повышенные концентрации образуют барий и кобальт. Шаровые лавы района характеризуются лишь некоторым накоплением марганца и стронция.

Для основных эффузивных пород среднего ятулия восточного и южного берегов оз. Сегозера результаты спектрального анализа были обработаны отдельно, с целью установления приуроченности элементов-примесей к той или иной части разреза лавового потока. Табл. 27 содержит

результаты этой обработки анализов, а графики, построенные по данной таблице, показывают поведение элементов в разрезе потоков (фиг. 58).

Анализ графиков показывает, что в разрезах среднеятулийских лав по восточному берегу оз. Сегозера в подошве потоков преимущественно накапливаются галлий, никель, марганец, с приуроченностью к диабазам и эпидотизированным диабазам; в средних частях лавовых потоков (в роговообманковых порфиритах) максимальное содержание имеют стронций, титан, иттрий, кобальт, цирконий, медь и свинец.

В кровле потоков восточного берега оз. Сегозера происходит некоторая концентрация бария, цинка и бериллия. При этом ванадий встре-



Фиг. 58. Вариационные графики содержания микроэлементов в нижнеятулийских и среднеятулийских эффузивах восточного и южного берега оз. Сегозера.

чается в равных количествах во всех частях потоков, а скандий обнаруживает слабую тенденцию к накоплению в подошве и кровле потоков.

В разрезах лавовых потоков среднего ятулия южного берега оз. Сегозера характер поведения элементов несколько иной. Так, в основании потоков здесь преимущественно отмечаются концентрации титана, галлия и бария, в средних частях — свинца, иттрия, меди, стронция, циркония, никеля и марганца; в кровле потоков, кроме цинка, максимальное содержание имеет скандий.

Установленные спектральными анализами в породах различных частей лавовых потоков элементы-примеси имеют связь с большим числом рудных и породообразующих минералов.

Так, в роговообманковых порфиритах средних частей лавовых потоков, являющихся наиболее полно раскристаллизованными разностями пород эффузивной фации, повышенные концентрации меди, свинца, кобальта, никеля, вероятно, тесно связаны с сульфидной минерализацией — пиритом, халькопиритом, реже борнитом, халькозином, продукта-

ми их окисления — малахитом, азуритом и породообразующим минералом — роговой обманкой.

Наибольшее количество магнетита, титаномагнетита и сфена, наблюдаемое в роговообманковых порфиритах, обусловило и повышенное содержание в них титана, ванадия и частично марганца. С довольно высокой степенью эпидотизации пород средней части потоков связано накопление иттрия, изоморфно входящего в решетку эпидота. Присутствием в некоторых разновидностях пород значительных количеств сфена, вероятно, можно объяснить высокие содержания в них хрома, циркония и иттрия. В других частях потоков лав — в кровле и подошве только единичные микроэлементы образуют повышенные концентрации. Так, в подошве потоков, в диабазах и эпидотизированных диабазах среднего ятулия отмечается некоторое накопление титана, что, по-видимому, находится в непосредственной взаимосвязи с гравитационной дифференциацией, которая обуславливает отсадку кристаллов титаномагнетита в процессе раскристаллизации лавового потока, приводящую к формированию небольших по размеру рудных шлировых скоплений.

В кровле потоков — в мандельштейнах, шаровых лавах некоторое накопление бария, цинка и бериллия выражено слабо, однако их несколько повышенное содержание можно объяснить вхождением в биотит и акцессорные минералы — сфен, титаномагнетит, сульфиды и др.

Таким образом, элементы-примеси, образующие несколько повышенные концентрации в ряде разновидностей основных пород ятулия исследованной территории, встречаются в количествах в 1,5—2 раза меньших, чем их средние содержания в мировых базальтах (по А. П. Виноградову, 1962). Эти микроэлементы обнаруживают тесную связь главным образом с акцессорными минералами основных пород — сфеном, пиритом, халькопиритом, халькозином, магнетитом, ильменитом, титаномагнетитом, реже с породообразующими минералами — роговой обманкой, биотитом, а также и с гидротермально измененными породами — эпидозитами.

Присутствие единого спектра элементов-примесей в основных породах вулканического комплекса ятулия, имеющих близкие содержания и похожий характер поведения, еще раз показывает на генетическую взаимосвязь всех разновидностей основных пород — интрузивных, эффузивных и пирокластических.

Приуроченность повышенных содержаний некоторых микроэлементов к определенным частям лавовых потоков в разрезах основных пород ятулийского вулканического комплекса, вероятно, свидетельствует о их перераспределении как в жидком лавовом расплаве в процессе кристаллизационной дифференциации, так и в результате поствулканических автометасоматических изменений пород. Не исключено, что ряд элементов имеет четкую приуроченность к кровле лавовых потоков, обусловленную газовым переносом металлов-примесей (эманационная дифференциация) в верхние части потоков (Л. Н. Овчинников, 1965; Р. И. Родионова, В. И. Федорченко и др., 1963; С. И. Набоко, 1958).

Уже эти немногочисленные данные говорят о том, что необходимо проведение дальнейших, более углубленных исследований характера поведения и условий концентрации ряда микроэлементов в вулканическом процессе, с привлечением большего объема аналитического материала, поскольку все вышеизложенное наглядно показывает, что существуют определенные закономерности их распределения и концентрации в основных породах ятулийского вулканического комплекса исследованного района.

Глава 7

ПЕРВИЧНЫЕ ТЕКСТУРЫ ЯТУЛИЙСКИХ ПОРОД

Главнейшими генетическими признаками ятулийских пород, которые наиболее отчетливо иллюстрируют условия их образования, являются первичные текстуры. Описание первичных текстур ятулийских терригенных и вулканогенных пород приводится в отдельной главе. Тем самым подчеркивается значение текстурного анализа (Л. Н. Ботвинкина, 1965; А. В. Сидоренко, 1966) протерозойских отложений.

ТЕКСТУРЫ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД¹

Уже в первые периоды изучения геологии протерозоя Карелии большинство исследователей (Г. П. Гельмерсен, 1860; А. А. Иностранцев, 1877; W. Ramsay, 1902; В. М. Тимофеев, 1926, 1935; Н. Hausen, 1930 и др.) отмечали наличие в протерозойских отложениях слоистости, знаков ряби, трещин усыхания. Некоторые типы первичных текстур в этих отложениях были использованы для решения геологических задач (Л. Я. Харитонов, 1941, 1963; М. А. Гилярова, 1948; К. О. Кратц, 1963; К. О. Кратц, В. И. Робонен, В. А. Соколов, В. М. Чернов, 1966 и др.), а затем и для палеогеографических реконструкций в докембрии (Л. П. Галдобина, 1958; В. А. Соколов, 1960, 1963, 1964; И. Н. Лобанов, 1962; В. З. Негруца, 1963 и др.). Наибольшее разнообразие первичных текстур было отмечено в ятулийских отложениях, в которых описаны различные типы слоистых текстур и текстур на поверхностях напластования пород.



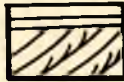
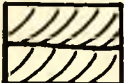
Слоистые текстуры ятулийских терригенных пород




Среди широко развитых терригенных отложений ятулия неслоистые породы пользуются ограниченным распространением, в то время как породы со слоистой текстурой развиты чрезвычайно широко и указания на наличие их в составе ятулийских толщ можно найти в большинстве печатных работ, касающихся геологии Карелии.

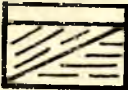



Однако до последнего времени не было проведено систематического описания слоистых текстур в ятулийских отложениях. Лишь в 1962 г. И. Н. Лобанов предложил первую схему систематики слоистых текстур в ятулийских кварцито-конгломератных породах, выделив в них три морфологических типа слоистых текстур: косую, косоволнистую и гори-






¹ Первичные текстуры карбонатных пород ятулия уже были описаны (В. А. Соколов, 1963), а потому здесь не приводятся.



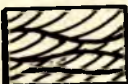

Морфологическая классификация слоистых текстур ятулийских терригенных образований Центральной Карелии




Тип	Подтип (по размеру серий)	Вид (по соотношению границ серий)	Подвид (по на- правлению паде- ния слоев в се- риях и форме серийных швов)	Разновидность		Угол паде- ния сло- ев в серии	Гранулометрический состав осадка	Характер вмещающих пород	Динамические условия среды осаждения
				форма слоев	построение сло- ев и распреде- ление их в серии				
1. Косая	1. Крупная 0,15—1,0 м и очень круп- ная 1,0—7,0 м	А. Парал- лельная	а) Однонаправ- ленная с прямо- линейной формой серийного шва	Прямолинейная 	Равномерное, сортированное	5—30°	Средне- и мелкозер- нистые песчаники	Средне- и мелкозерни- стые песчаники с гори- зонтальной слоистостью, чередуются с породами косослоистыми в равных соотношениях	Донные периоди- чески появляющи- еся, но устойчи- вые течения
				Слабовогнутая выпо- лаживающаяся к по- дошве 		10—20°	Крупно-, средне- и мелкозернистые пес- чаники	Крупно-, средне- и мел- козернистые кварцито- песчаники со слоистым цементом с горизонталь- ной и пологоволнистой, реже слабосрезанной слоистостью	
				Усложненное внут- реннее строение се- рий 	Вдоль слоев мелкие линзы с косой или пучко- видной слоисто- стью	10—15°	Средне- и мелкозер- нистые песчаники, песчаники с базаль- ным типом цемента- ции	Средне- и мелкозерни- стые песчаники с парал- лельной и слабосрезан- ной косой слоистостью	Течения в руслах рек (?)
				Сильновогнутая выпо- лаживающаяся к по- дошве 	Неравномерное, сортированное	15—25°	Крупно- и среднезер- нистые песчаники, мелкие гравелиты	Тонкозернистые песчани- ки, алевриты неслои- стые. Крупно- и средне- зернистые песчаники с с мелкой параллельной слоистостью	Течения? с боль- шой силой движе- ния, береговые те- чения



						Иногда переходят в песчаники с мутьеобразной и срезающей косой слоистостью	Течения русла реки
	б) Однонаправленная с изогнутой формой срединного шва	Вогнутая, выполаживающаяся к подошве 	Равномерное, сортированное	до 15°	Крупно- и среднезернистые песчаники, иногда с обломками сланца	Мелко- и среднезернистые песчаники с горизонтальной, реже крупной слабосрезанной слоистостью. В кровле слоев сланцы с трещинами усыхания. Косослоистые песчаники залегают в подошве слоев-ритмов	Временные течения с привносом материала, возможно потоки суши
		Вогнутая, линзовидная	Неравномерное, несортированное	25 до 40°	Конгломераты крупногалечные, грубо- и крупнозернистые песчаники и алевриты, окатанные и щебенчатые	Конгломераты, грубо- и крупнозернистые песчаники с крупной слабосрезанной слоистостью	Сильные течения кратковременные, близкий снос (потоки)
Б. Непараллельная, слабосрезанная	а) Однонаправленное падение слоев		Равномерное, сортированное	15—30°	Крупно-, среднезернистые песчаники и кварцито-песчаники	Крупно- и среднезернистые песчаники с крупной параллельной и горизонтальной слоистостью	Бурные течения, кратковременные, близкий снос
		Слабовогнутая 	Неравномерное, несортированное	до 30°	Конгломераты крупногалечные, грубо- и крупнозернистые песчаники	Конгломераты грубо- и крупнозернистые песчаники с крупной параллельной слоистостью, сланцы с трещинами усыхания	Устойчивые течения, частью речные
В. Непараллельная, перекрестная	а) Разнонаправленная	Слабовогнутая или прямолинейная 	Равномерное, сортированное	5 редко 10°	Мелко- и среднезернистые кварцито-песчаники со слюдистым цементом	Мелко- и среднезернистые песчаники со слюдистым цементом со слабосрезанной косой слоистостью и песчаники горизонтально-слоистые	Течения речные (дельта?)

Тип	Подтип (по размеру серий)	Вид (по соотношению границ серий)	Подвид (по направлению паде- ния слоев в се- риях и форме серийных швов)	Разновидность		Угол паде- ния сло- ев в серии	Гранулометрический состав осадка	Характер вмещающих пород	Динамические условия среды осаждения
				форма слоев	построение слой- ков и распреде- ление их в серии				
1. Косая			б) Разнонаправ- ленная с неясны- ми серийными швами	Прямолинейная, пре- рывистая 	Неравномерное, сортированное	5—3°	Средне- и мелкозер- нистые кварцито-пес- чаники и песчаники	Средне- и мелкозерни- стые кварцито-песчаники и песчаники с горизон- тальной слоистостью	Бассейн со слабы- ми донными тече- ниями(?)
	2. Мелкая 0,05—0,15 м	А. Парал- лельная	а) Однонаправ- ленная, прямоли- нейные швы	Слабовогнутая 	Равномерное, однородное	10—20°	Крупно- и среднезер- нистые песчаники	Крупно-, среднезернистые песчаники с мелкой ко- сой слабосрезанной сло- истостью в сочетании с яркоокрашенными алевро- литами и сланцами	Течения берего- вые с изменением силы движения воды во времени
				Сильновогнутая, вы- полаживающаяся 	Неравномерное, сортированное	15—20°	Мелкие гравелиты, грубозернистые пес- чаники	Крупно-, средне- и мел- козернистые песчаники с мелкой косой, косовол- нистой, волнистой сло- истостью, алевролиты, сланцы с трещинами усыхания и знаками раби	Возможно, устой- чивые течения русла реки (?)
			б) Разнонаправ- ленная, серийные швы прямолиней- ны	Слабовогнутая 	Неравномерное, сортированное	15—30°	Мелкие гравелиты, крупно-, грубозерни- стые песчаники	Алевролиты, мелко-, ре- же — среднезернистые песчаники, неслоистые	Течения со сменой направления и большой силой движения. Плаще- вые потоки, воз- можно, наземные

	в) Однонаправленная, изогнутые серийные швы	Сильновогнутая, выполаживающаяся 	Неравномерное, сортированное	5–10° Падение слоев внутри серии изменяется от 0 до 10°	Средне- и мелкозернистые песчаники	Средне- и мелкозернистые песчаники, с мелкой косой слабосрезанной, параллельной и косоволнистой слоистостью. Алевролиты и сланцы с трещинами усыхания и знаками рыбы	Береговые течения с изменчивой силой движения в зоне осушения
Б. Непараллельная, слабо-срезанная	а) Однонаправленная, слабо-вогнутые серийные швы	Вогнутая, выполаживающаяся 	Неравномерное, сортированное	12–20°	Средне- и мелкозернистые песчаники	Средне- и мелкозернистые песчаники с мелкой косой параллельной слоистостью. Алевролиты, сланцы и сланцевые брекчии	Береговые, неустойчивые, не- сильные течения в зоне периодического осушения
		Изогнутая, S-образная 					
В. Непараллельная, перекрестная	а) Беспорядочно-однонаправленная. Клиновидные и линзовидные серии	Вогнутая, до неправильно изогнутой 	Неравномерное, сортированное	5–15°	Средне- и мелкозернистые песчаники	Мелко- и среднезернистые песчаники с мелкой косой и косоволнистой слоистостью. Алевролиты и сланцы	Действие прибойных волн в зоне осушения
		Сильновогнутая, выполаживающаяся 	Неравномерное, несортированное	В широких пределах 5–40°	Крупные гравелиты, грубо- крупнозернистые песчаники	Алевролиты, неслоистые	Беспорядочно действующие течения, возможно, влияние - впадающей реки

Тип	Подтип (по размеру серий)	Вид (по соотношению границ серий)	Подвид (по на- правлению паде- ния слоев в се- риях и форме серийных швов)	Разновидность		Угол паде- ния сло- ев в серии	Гранулометрический состав осадка	Характер вмещающих пород	Динамические условия среды осаждения
				форма слоев	построение сло- ев и распреде- ление их в серии				
II. Косоволнистая	1. Мелкая 0,01—0,10 м	А. Непараллельная смешенная	а) Прерывистая, пучковидная	Вогнутая, пучки сходятся к подошве 	Сортированное, неравномерное		Кварцевые гравелиты, грубо-, крупнозернистые песчаники. Материал хорошо окатан	Гравелиты, грубо- и крупнозернистые песчаники со слабосрезанной мелкой и крупной неправильной, горизонтальной слоистостью	Намывные волны пляжа
			б) Сплошная, пучковидная	Вогнутая, пучки сходятся к подошве 	Сортированное, неравномерное		Средне- и мелкозернистые песчаники. Рудный естественный шлах	Средне- и мелкозернистые песчаники со слабосрезанной параллельной слоистостью. Алевролиты, сланцы	Речные, возможно, прирусловые
			в) Сплошная, линзовидная	Вогнутая 	Неравномерное	Пологий до 10—15°	Крупно- и среднезернистые кварцевые и аркозовые песчаники	Крупно- и среднезернистые песчаники со слабосрезанной и пологоволенной слоистостью, алевролиты, сланцы	Речные, прирусловые
III. Волнистая	1. Крупная 0,1—1,5 м	А. Смешенная срезанная, мульдобразная	а) Симметричная	Симметрично вогнутая 	Сортированное, равномерное		Крупно-, средне и мелкозернистые песчаники со слюдяным цементом	Встречены среди крупно-, средне- и мелкозернистых с горизонтальной, реже, косой, слабосрезанной слоистостью	Речные, прирусловая отмель

III. Волнистая	2. Мелкая 0,01—0,1 м	А. Сместенная срезанная, мульдо- образная	Симметричная, в поперечном сече- нии правильные мульды (а), в про- дольном мелкие параллельные се- рии (б)	Симметрично вогнутая	Сортированное, равномерное		Грубо-, крупно- и среднезернистые пе- счаники	Мелкие гравелиты, круп- но- и среднезернистые песчаники со слабосре- занной и параллельной слоистостью. Алевроли- ты, сланцы и сланцевые брекчии. Знаки ряби и трещины усыхания	Мелкие, сильные береговые течения в зоне периодиче- ского осушения
									
IV. Пологоволнистая	1. Крупная 0,1—1,0 м	А. Сместенная	а) Сплошная		Сортированное, равномерное		Средне- и мелкозер- нистые песчаники со слоистым цементом	Средне- и мелкозерни- стые песчаники с гори- зонтальной слоистостью	Бассейны с волно- выми движениями
	2. Мелкая 0,05—0,1 м	А. Сместенная	а) Сплошная		Сортированное, равномерное		Средне- и мелкозер- нистые песчаники и алевролиты	Средне- и мелкозерни- стые песчаники со слабо- срезанной и косоволни- стой слоистостью	
V. Горизонтальная	1. Крупная 0,05—0,5 м	А. Нерав- номерная	а) Простая, пре- рывистая до лин- зовидной	Прямолинейная и линзовидная	Несортированное, неравномерное		Мелкогалечные кон- гломераты, гравели- ты и песчаники	Конгломераты, гравели- ты, крупнозернистые пе- счаники с косо́й парал- лельной крупной и мел- кой слоистостью	Волны прибо́а, пляж
	2. Мелкая 0,05—0,002 м	А. Нерав- номерная	а) Простая	Прямолинейная	Сортированное, равномерное		Крупно-, средне- и мелкозернистые пе- счаники, кварцито- песчаники, алевроли- ты и сланцы	Крупно- и среднезерни- стые песчаники и квар- цито-песчаники с круп- ной косо́й параллельной слоистостью мелкой пере- крестной и волнистой	Спокойная водная среда осаднения

Тип	Подтип (по размеру серий)	Вид (по соотношению границ серий)	Подвид (по направлению падения слоев в сериях и форме серийных швов)	Разновидность		Угол пада- ния слоя- ков в серии	Гранулометрический состав осадка	Характер вмещающих пород	Динамические условия среды осаждения
				форма слоев	построение слоев и распреде- ление их в серии				
V. Горизонтальная			б) Простая, прерывистая	Прямолинейная и линзовидная 	Сортированное, равномерное		Средне-, мелкозернистые песчаники и кварцито-песчаники	Средне- и мелкозернистые песчаники с крупной параллельной и перекрестной слоистостью	Осаждение в бассейне со слабыми колебательными движениями волн
		Б. Равномерная	а) Простая с ритмичным строением слоев	Прямолинейная 	Сортированное, иногда серийное		Средне- и мелкозернистые песчаники, кварцито-песчаники и кварциты	Средне- и мелкозернистые песчаники, кварцито-песчаники и кварциты с крупной параллельной слоистостью или мелкозернистые песчаники, алевролиты, сланцы. Местами волнистая слоистость	Спокойная среда бассейна

зонтальную. Большой фактический материал о слоистости кварцевых конгломератов и кварцито-песчаников ятулия собран В. З. Негруца (1963, 1966) и использован для обоснования природы выделенных им литогенетических типов кварцевых конгломератов.

В процессе наших исследований изучению слоистых текстур уделялось значительное внимание. Наряду с описанием морфологии слоистости производилось изучение гранулометрии и вещественного состава пород, степени окатанности и сортировки обломочного материала, сочетания слоистых текстур с другими текстурными признаками пород.

Весь полученный фактический материал проанализирован согласно классификации слоистых текстур, предложенной Л. Н. Ботвинкиной (1965).

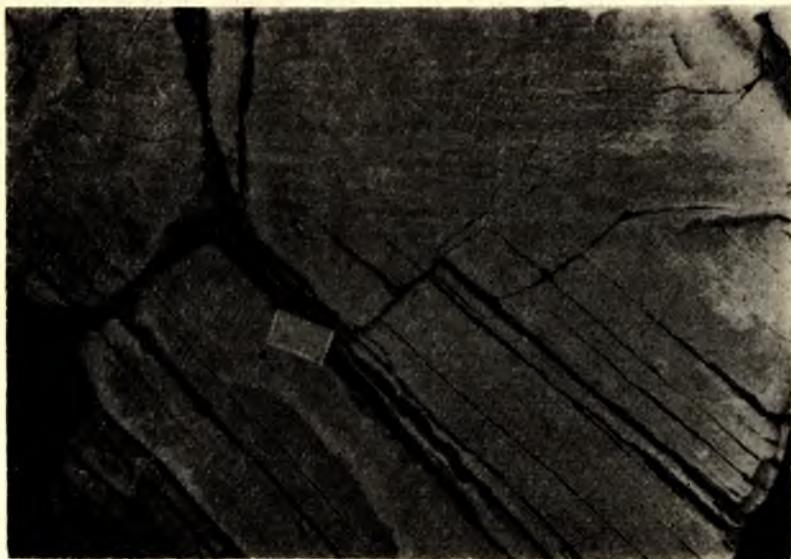
Как это показано на табл. 28 и следует из дальнейшего описания, среди всего разнообразия слоистых текстур в ятулийских терригенных отложениях было выделено пять типов слоистости: косая, косоволнистая, волнистая, пологоволнистая и горизонтальная, с различным количеством подтипов, видов, подвидов и разновидностей в каждом типе.

І тип. Косая слоистость

І — подтип. Крупная косая слоистость. Мощность серий этого подтипа варьирует от 0,15—1,0 до 1,0—7,0 м.

А—вид. Крупная параллельная косая слоистость, определяется по соотношению границ серий. По направлению падения слоев в соседних сериях и форме серийных швов выделено два подвида.

а) — подвид. Крупная параллельная косая слоистость, однонаправленная с прямолинейными серийными швами. Имеет ряд разновидностей. В средне- и мелкозернистых кварцитах, кварцито-песчаниках и кварцевых песчаниках со слюдястым цементом прослежены крупные серии мощностью 0,2—1,0, реже 1,0—3,0 м. Реже встречаются более крупные серии — до 5—7 м. Длина серий прослежена до 10 м. Серийные швы ровные, четкие, прямолинейные (фиг. 59). Слойки, с мощностью



Фиг. 59. Крупная параллельная косая слоистость в кварцитах района оз. Селецкого (І—І—А—а). Верхний ятулий.

пары 0,5—1,5 см, редко до 3,0 см, равномерно распределены в серии, прямолинейны по своей форме и имеют сортированное строение (фиг. 60). Угол наклона падения слоев в сериях 15° , реже 30° . Данная разновидность косой слоистости развита в осадках нижнего ятулия, а именно — в верхней части нижней пачки и в разрезах второй пачки.



Фиг. 60. Крупная параллельная косая слоистость в кварцитах района оз. Волома (I—I—А—а).

В крупно-, средне- и мелкозернистых кварцитах, кварцито-песчаниках и песчаниках встречается вторая разновидность этого подвида. Крупные параллельные серии, мощностью 0,2—2,0 м, также обладают прямолинейными, ровными серийными швами. Отличаются они от предыдущих слабовогнутой формой слоев (фиг. 61), сильно выполаживающихся к подошве. Угол наклона падения слоев от 10 до 20° . Мощность пары слоев 0,5—3,0 см.



Фиг. 61. Крупная параллельная косая слоистость в песчаниках района оз. Сегозера (I—I—А—а). Верхний ятулий.

В нескольких случаях встречено усложнение косой слоистости данной разновидности, когда вдоль слабовогнутых слойков внутри серии наблюдаем мелкие серии, 5—7 см, линзовидной формы, косой слоистости или пучковидной (фиг. 62, 63).

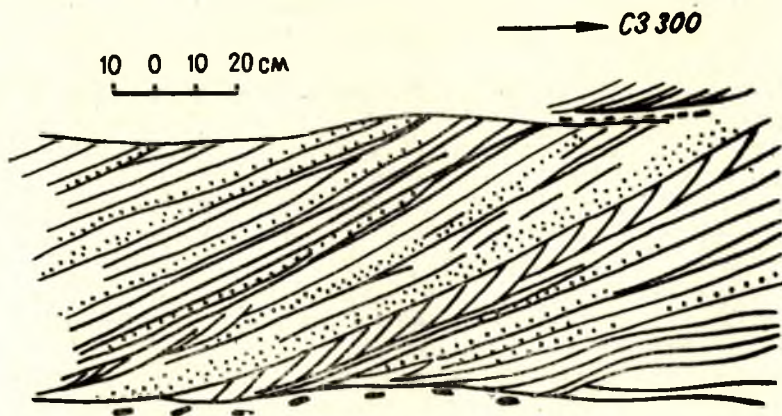
Параллельная косая слоистость со слабовогнутыми слойками развита в первой и, реже, во второй пачке нижнего ятулия. Спорадически



Фиг. 62. Крупная параллельная косая слоистость в кварцитах района оз. Лубоярви (I—1—А—а). Нижний ятулий.

она отмечается в осадках среднего ятулия (усложненная косая слоистость).

В мелких гравелитах, крупно- и среднезернистых песчаниках распространена косая слоистость третьей разновидности, с вогнутыми слойками, неравномерно расположенными в сериях. Серии имеют прямоли-



Фиг. 63. Крупная параллельная косая слоистость в песчаниках района восточного берега оз. Сегозера (I—1—А—а). Средний ятулий.

нейные, ровные серийные швы. Мощность их от 0,15 до 0,35 м. Слойки в сериях — вогнутой формы, выполаживаются к подошве. Мощность пары слойков 0,3—1,0 см (фиг. 64). Угол наклона падения слойков 10—25°. Серии нередко следуют друг за другом, изменяясь несколько в мощности. Направление падения слойков при этом сохраняется, угол наклона может варьировать. Расположение слойков в сериях неравномерное.

К этой же разновидности следует отнести косую слоистость, мощностью серий до 0,25 м, залегающих среди ярко окрашенных сланцев или алевролитов. Поверхность алевролитов и сланцев, как правило, размыта. В подошве серий содержится крупнообломочный материал.



Фиг. 64. Крупная параллельная косая слоистость района южного берега оз. Сегозера (1—1—А—а). Верхний ятулий.

Третья разновидность крупной параллельной косой слоистости развита в нижней части верхнего ятулия, а также в подошве разрезов среднего ятулия.

б) — подвид. Крупная параллельная косая слоистость с изогнутой формой серийных швов.

В крупно- и среднезернистых песчаниках наблюдалась крупная косая слоистость, с мощностью серии 0,5—0,7 м. Границы серий неровные, отчетливые, нередко в кровле залегает тонкий слой сланца. Слойки вогнутой формы, выполаживаются в подошве, сортированные. Угол падения слойков до 15°. Нередко в песчаниках подошвы наблюдаются мелкие обломки сланца.

Подобная слоистость прослежена в осадках основания первой пачки нижнего ятулия в районе оз. Сегозера.

В крупногалечных конгломератах, грубо- и крупнозернистых песчаниках отмечена вторая разновидность этого подвида слоистости. Серии, мощностью 0,7—2 м, не имеют отчетливых границ. Серийные швы неровные, иногда подчеркиваются слоями конгломерата в подошве и кровле. Слойки, мощностью до 0,1—0,4 м, не имеют четких границ, выкли-

ниваются по падению (фиг. 65). Угол падения слойков от 25 до 40°. Материал внутри серии сортирован плохо. Окатанность галек слабая, нередко до щебенки.

Косая слоистость второй разновидности распространена в нижней подпачке первой пачки нижнего ятулия.

Б — вид. Крупная непараллельная косая слоистость. По соотношению границ серий определяется как слабосрезанная.

а) — под вид. Крупная непараллельная косая слоистость, односторонняя.



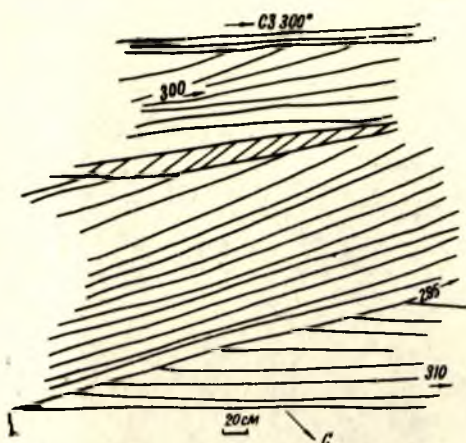
Фиг. 65. Крупная параллельная слоистость района пос. Гумарино (I—1—А—6). Нижний ятулий.



Фиг. 66. Крупная непараллельная косая слоистость в кварцито-песчаниках района пос. Юккогуба (I—1—Б—а). Нижний ятулий.

В крупно- и среднезернистых песчаниках и кварцито-песчаниках встречены серии мощностью от 0,5 до 2 м, срезающие друг друга (фиг. 66). Слойки имеют слабовогнутую форму, равномерно распределены в серии, сложены сортированным материалом. Угол падения слоев в серии 15—30°, направление падения одинаково в соседних сериях.

Крупная непараллельная, слабосрезанная косая слоистость развита в отложениях первой и второй пачек нижнего ятулия.



Фиг. 67. Крупная перекрестная косая слоистость в кварцито-песчаниках района восточного берега оз. Сегозера (I—I—В—а).



Фиг. 68. Крупная непараллельная косая слоистость в кварцито-песчаниках района оз. Волома (I—I—В—б).

В крупногалечных конгломератах, грубо- и крупнозернистых песчаниках встречены серии мощностью до 1,0 м, полого срезающие друг друга. Однако они резко отличны внутренним строением от предыдущих. Слойки сложены несортированным материалом, мощность их широко варьирует. Слойки — часто клиновидной и линзовидной формы. Угол наклона слоев в сериях также имеет широкий предел изменений, до 30°.

Эта разновидность текстуры известна в подошве нижнеятулийских осадков.

В — вид. Крупная, непараллельная, перекрестная косая слоистость.

а) — подвид. Крупная, непараллельная, перекрестная слоистость разнонаправленная. В мелко- и среднезернистых песчаниках, кварцито-песчаниках и песчаниках со слюдистым цементом встречены крупные пологосрезающие серии, с разнонаправленным падением слоев в них, прямолинейными или слабовогнутыми серийными швами. Слойки прямолинейной формы (фиг. 67), слабовогнутые. Расположение слоев в сериях равномерное, сложены они сортированным материалом. Угол наклона падения слоев в сериях 5—10°.

Крупная перекрестная косая слоистость известна в осадках нижней подпачки первой пачки нижнего ятулия. Подобная слоистость встречается, в единичных случаях, в осадках нижней части среднего ятулия.

б) — подвид. В мелко- и среднезернистых кварцито-песча-

никах и песчаниках встречена пологая разнонаправленная слоистость. Выделить серии трудно, так как границы их почти неразличимы. Слойки прямолинейны, прерывисты, нередко линзовидной формы (фиг. 68). Слойки неравномерно распределены в серии, не выдержаны по мощности, сложены сортированным материалом. Угол наклона слоёв 3—5°. Такая разновидность косой слоистости развита в отложениях первой пачки нижнего ятулия, наиболее часто она встречается в разрезах района оз. Лубоярви и оз. Волома.



Фиг. 69. Мелкая параллельная косая слоистость в песчаниках района оз. Елмозера (1—2—А—а). Верхний ятулий.

2 — подтип. Мелкая косая слоистость. Мощность серий 0,05—0,15 м.
А — вид. Мелкая параллельная косая слоистость.

а) — подвид. Мелкая параллельная косая слоистость, однонаправленная с прямолинейными серийными швами.

В крупно- и среднезернистых песчаниках наблюдаются серии мощностью 0,03—0,15 м с преобладанием 0,1 м. Серийные швы прямые и четкие. Серии, как правило, следуют друг за другом в количестве от 3—4 до 10—18. Слойки в сериях прямолинейны (фиг. 69) или слабо вогнуты (фиг. 70), выполаживающиеся к подошве. Мощность пары слоёв 0,5—2,0 см. Угол наклона падения слоёв 10—20°. Направление угла падения слоёв в соседних сериях сохраняется, но угол наклона вверх по разрезу может уменьшаться.

Вторая разновидность этого подвида представлена аналогичными предыдущим, по мощности и форме серийных швов, сериями. Отличается более вогнутой формой слоёв, их несколько неравномерным распределением в серии (фиг. 71). Слойки сложены сортированным материалом, но более грубым: от мелких гравелитов до крупнозернистых песчаников.

Мелкая параллельная однонаправленная косая слоистость развита в осадках третьей пачки нижнего и в основании верхнего ятулия.

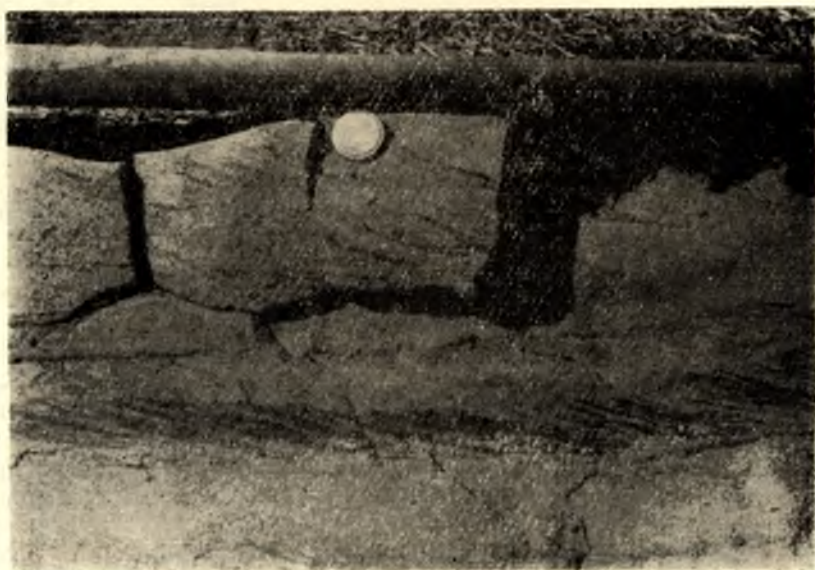
б) — подвид. Мелкая параллельная разнонаправленная косая слоистость. В мелких гравелитах, грубо- и крупнозернистых песчаниках от-

мечены серии, мощностью 0,05—0,1 до 0,15 м, имеющие четкие прямолинейные границы. Длина серий прослежена до 10 м. Слойки в сериях прямолинейны или слабоогнуты, неравномерно распределены в серии. Мощность пары слойков 2—2,5 см. Угол наклона падения слойков, раз-



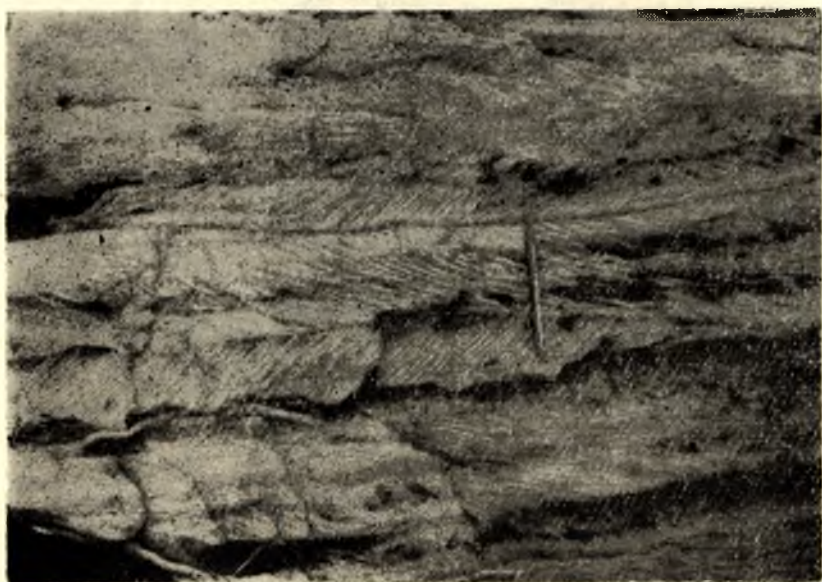
Фиг. 70. Мелкая параллельная косая слоистость в крупнозернистых песчаниках района оз. Сегозера (I—2—А—а). Верхний ятулий.

личного направления в соседних сериях, достигает 20—30, реже 15° (фиг. 72). Мелкая косая параллельная разнонаправленная слоистость известна в отложениях различных частей разреза третьей пачки нижнего ятулия. Спорадически встречается в осадках низов среднего и верхнего ятулия.



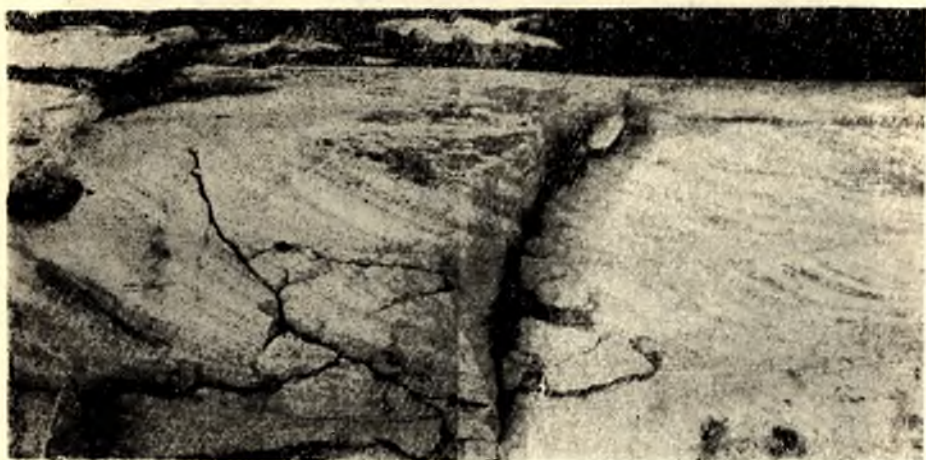
Фиг. 71. Мелкая параллельная косая слоистость в крупнозернистых песчаниках района оз. Елмозера (I—2—А—а). Верхний ятулий.

в) — под вид. Мелкая параллельная косая слоистость, однонаправленная, с изогнутыми серийными швами. В средне- и мелкозернистых песчаниках прослежены серии, мощностью 0,03—0,1 м и длиной до 5 м (фиг. 73). Мощность серий не выдержана по простиранию. Серийные швы волнистые или слабоизогнуты, близкие к параллельным (фиг. 74, 75).



Фиг. 72. Мелкая параллельная разнонаправленная косая слоистость в гравелитах оз. Сегозера (1—2—А—б). Нижний ятулий.

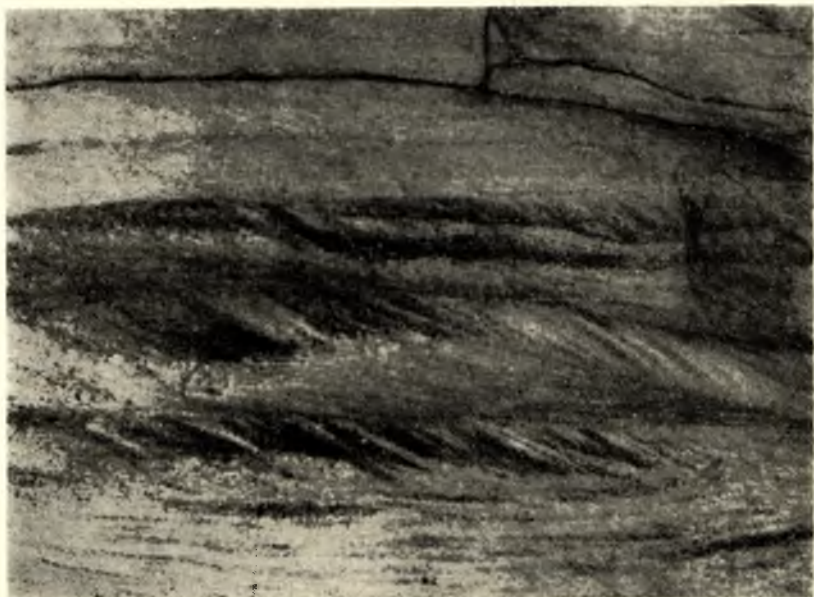
Слойки неравномерно распределены в серии, имеют сильно вогнутую форму, выполаживаются к подошве. Мощность пары слойков 0,3—0,5 до 1 см. Угол наклона падения слойков в серии пологий — 5—10°, изменяется внутри серии, и нередко от серии к серии слоистость переходит в пологоволнистую (фиг. 76). Серии с косой слоистостью следуют друг за другом до 5—10 раз и перекрываются затем слоями алевролитов или сланцев.



Фиг. 73. Мелкая параллельная косая слоистость в песчаниках района оз. Елмозера (1—2—А—в). Верхний ятулий.

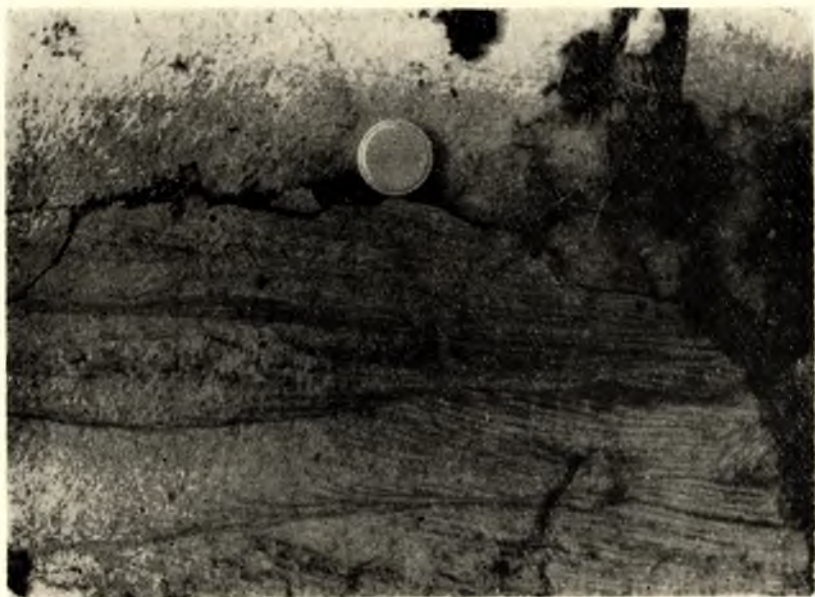
Мелкая параллельная косая слоистость с изогнутыми серийными швами широко развита в осадках первой пачки верхнего ятулия.

Б — вид. Мелкая косая слоистость непараллельная, слабо-срезанная.



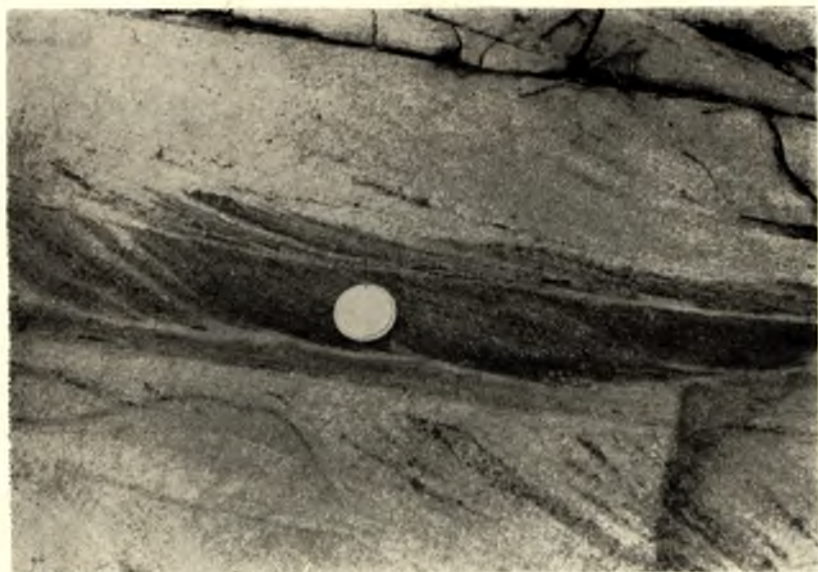
Фиг. 74. Мелкая параллельная косая слоистость в мелких гравелитах района восточного берега оз. Сегозера (1—2—А—в). Верхний ятулий.

а) — под вид. Мелкая косая слоистость непараллельная, однонаправленная встречена в мелко- и среднезернистых песчаниках. Серии, мощностью 0,05—0,15 м, имеют вогнутую или клиновидную форму и по-



Фиг. 75. Мелкая параллельная косая слоистость в среднезернистых песчаниках района оз. Елмозера (1—2—А—в). Верхний ятулий.

лого срезают друг друга. Серийные швы прямые или слабовогнутые. Слойки в сериях выполаживаются к подошве. Расположение слойков неравномерное. Угол наклона падения слойков не превышает 20° . Редко в подошве серий встречается мелкообломочный материал.



Фиг. 76. Мелкая параллельная косая слоистость в песчаниках района оз. Елмозера (1—2—А—в). Верхний ятулий.

Мелкая слабосрезанная косая слоистость развита в отложениях первой пачки верхнего ятулия, в нижней части среднего ятулия и, редко, в кварцитах и кварцито-песчаниках второй пачки нижнего ятулия.

К этому подвиду слоистости следует отнести косую слоистость в полого срезающих сериях мощностью 0,10—0,15 см. Слоистость характерна S-образной формой слойков. Слойки малой мощности сложены сорти-



Фиг. 77. Мелкая перекрестная слоистость в гравелитах восточного берега оз. Сегозера (1—2—В—а). Верхний ятулий.

рованным материалом. Угол наклона падения слоев до $5-20^\circ$. Эта разновидность косой слоистости встречена в единичных случаях в осадках среднего и нижнего ятулия.

В — вид. Мелкая косая непараллельная, перекрестная слоистость.

а) — под вид. Мелкая косая непараллельная, беспорядочно-разнонаправленная слоистость. В крупных гравелитах, грубо- и крупнозернистых песчаниках прослежены серии линзовидной, клиновидной или вогнутой формы (фиг. 77). Мощность серий $0,07-0,2$ м. Серии резко срезают друг друга. Слои имеют вогнутую или прямолинейную форму,



Фиг. 78. Мелкая перекрестная слоистость в песчаниках района восточного берега оз. Сегозера (I—2—В—а). Верхний ятулий.

редко слабовыпуклую (фиг. 78). Угол падения слойков в сериях широко варьирует, от 5 до 40°. В подошве серий накапливался более грубый материал, нередко с обломками сланца, в кровле тонкозернистый до алевролитового. Расположение слойков в серии неравномерное.

Перекрестная косая слоистость развита в осадках нижней подпачки первой пачки верхнего ятулия.

В песчаниках мелко- и среднезернистых отмечена перекрестная косая слоистость, разнонаправленная, более четкого и правильного рисун-



Фиг. 79. Мелкая перекрестная слоистость среднезернистых песчаников оз. Елмозера (I—2—В—а). Верхний ятулий.

ка, чем предыдущая. Серии, мощностью 0,1—0,12 м, резко срезают друг друга (фиг. 79). Серийные швы отчетливые, ровные. Слойки, мощностью пары 0,5—1,0 см, прямолинейной или вогнутой формы, выполаживаются к подошве. Угол падения слойков не превышает 5—15°. Данная разновидность слоистости свойственна отложениям средней и верхней подпачек первой пачки верхнего ятулия, реже встречается в песчаниках среднего ятулия.

II тип. Косоволнистая слоистость

1 — подтип. Косоволнистая мелкая слоистость, размер серии не превышает 0,1 м.

А — вид. Косоволнистая мелкая слоистость, непараллельная, смещенная. Разделена на три подвида.

а) — под вид. Косоволнистая¹ непараллельная, смещенная, прерывистая пучковидная слоистость прослежена в гравелитах, грубо- и круп-

¹ Возможно, косая.

нозернистых песчаниках. Серии, мощностью 0,05—0,1 м, имеют волнистую прерывистую нижнюю границу (фиг. 80). Верхняя граница серий, как правило, не прослеживается. Слойки вогнутой формы пучковидно расходятся к кровле. Тонкие слойки, мощностью 0,2—0,3 см, сложенные зернами рудного минерала, определяют характер слоистости. Естественный рудный шлик приурочен к подошве слойков и серий. Иногда серии приобретают неправильную линзовидную или мульдообразную форму.



Фиг. 80. Косоволнистая прерывистая пучковидная слоистость в песчаниках (II—1—А—а) района оз. Пизанец. Нижний ятулий.

Слойки в этих сериях также распределены неравномерно, часто пучками. Местами отмечена приуроченность рудного шлика к кровле серии (фиг. 81).

Пучковидная слоистость с естественным рудным шликом в наиболее типичном виде развита в грубозернистых отложениях нижней подпачки первой пачки нижнего ятулия.

б) — под вид. Косоволнистая¹ мелкая непараллельная, смещенная сплошная пучковидная слоистость выявлена в средне- и мелкозернистых

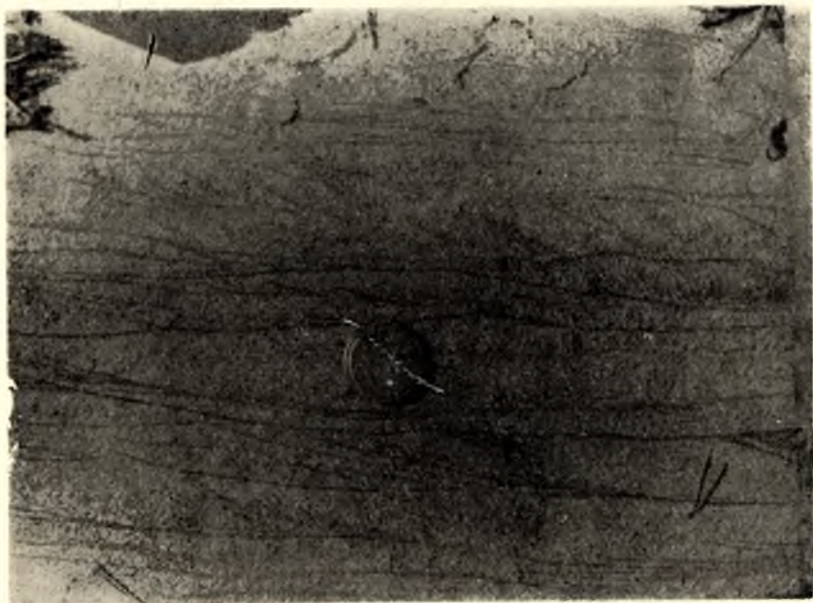


Фиг. 81. Мелкая косоволнистая прерывистая пучковидная слоистость (1—1—А—а).

¹ Возможно, косая.

песчаниках. Серии мощностью 0,03—0,08 м. Серийные швы изогнутой, волнистой формы (фиг. 82). Серии слабовогнутой, клиновидной формы, полого срезают друг друга. Слойки распределены в сериях неравномерно, пучками, определяются наличием тонкого слойка в 1—2 мм из магнетита (фиг. 83).

Пучковидная сплошная косоволнистая слоистость прослежена в осадках кровли второй пачки верхнего и значительно реже в отложениях среднего ятулия.



Фиг. 82. Мелкая косоволнистая сплошная пучковидная слоистость (II—1—А—б) в песчаниках.

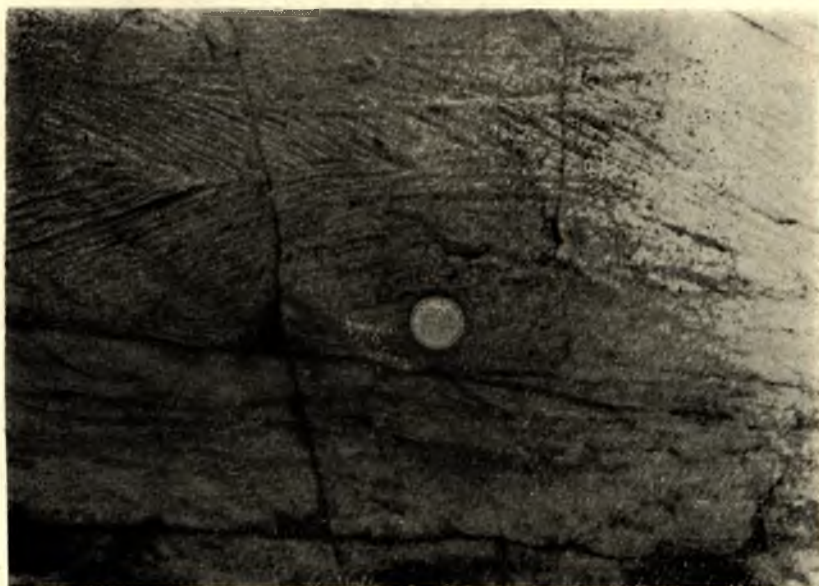


Фиг. 83. Деталь фиг. 82.

в) — под вид. Косоволнистая мелкая непараллельная, смещенная сплошная линзовидная. В крупно- и среднезернистых кварцевых и аркозовых песчаниках прослежены линзовидные серии косоволнистой слоистости мощностью 0,1—0,15, редко до 0,2 м. Серийные швы волнистые, волны смещены относительно друг друга (фиг. 84). Слойки вогнуты, выполаживаются к подошве и резко срезаны в кровле, распределены неравномерно. Углы падения слойков пологие, до 15°.



Фиг. 84. Мелкая косоволнистая сплошная линзовидная слоистость в песчаниках (II—1—А—а) района оз. Сегозера.



Фиг. 85. Крупная волнистая мутьдообразная слоистость в песчаниках (III—1—А—а) района оз. Сегозера.

Косоволнистая слоистость с линзовидной формой серий развита в отложениях нижней подпачки первой пачки верхнего ятулия, а в нижней подпачке первой пачки нижнего ятулия известна лишь в районе оз. Волома.

III тип. Волнистая слоистость

1 — подтип. Крупная волнистая слоистость, размер серий 0,1—1,0 м.

А — вид. Крупная волнистая слоистость, смещенная, мутьдообразная.

а) — подвид. Крупная волнистая слоистость, смещенная, мутьдообразная, симметричная.

В крупно-, средне- и мелкозернистых песчаниках прослежены серии мощностью 0,10—0,15, редко до 1,0—1,5 м. Форма серий симметрично-



Фиг. 86. Мелкая волнистая мутьдообразная слоистость в песчаниках и гравелитах района южного берега оз. Сегозера (III—2—А—а).

вогнутая мутьдообразная (фиг. 85), реже — несимметричная, глубоко срезанная. Ширина мульд до 0,6 м. Слойки отчетливые, вогнутые согласно форме серийного шва. Слойки распределены в сериях равномерно и сложены сортированным материалом.

Наиболее широко мутьдообразная слоистость развита в осадках среднего ятулия. Крупные единичные мульды встречены также в песчаниках нижней части второй пачки верхнего ятулия.

2 — подтип. Мелкая волнистая слоистость, размер серий 0,01—0,1 м.

А — вид. Мелкая волнистая слоистость, смещенная, мутьдообразная.

а) — подвид. Мелкая волнистая слоистость, смещенная, мутьдообразная, симметричная.

В грубо-, крупно- и среднезернистых песчаниках прослежены мелкие симметричные мутьдообразные серии мощностью 0,05—0,07 м и шириной 0,4—0,7 м (фиг. 86, 87). В плане серии имеют корытообразную фор-

му, с однонаправленным постоянным падением слоев в соседних сериях (фиг. 88). Угол наклона слоев 10—20°. Слои симметрично вогнуты, равномерно распределены. В слоях наблюдается постепенный переход текстур от параллельных серий косой слоистости к полого срезанной и мутьдообразной мелкой в кровле слоя.

Мелкая мутьдообразная слоистость развита в отложениях первой пачки верхнего ятулия.



Фиг. 87. Мелкая волнистая мутьдообразная слоистость в песчаниках района южного берега оз. Сегозера (III—2—А—а).



Фиг. 88. Мелкая волнистая мутьдообразная слоистость в гравельных районах оз. Селецкого (III—2—А—а).

IV тип. Пологоволнистая слоистость

1 — подтип. Крупная пологоволнистая слоистость, размер серий 0,1—1,0 м.

А — вид. Крупная пологоволнистая, смещенная.

а) — подвид. Крупная пологоволнистая, смещенная сплошная слоистость. В средне- и мелкозернистых песчаниках со слюдистым цементом встречены единичные серии мощностью 0,5—1,0 м. Слойки пологоволнистые, параллельны друг другу. Серии относительно друг друга несколько смещены. Слойки, мощностью пары 0,5—1,0 см, равномерно распределены в серии и сложены сортированным материалом.

Крупная пологоволнистая слоистость развита в осадках среднего ятулия и, реже, второй пачки верхнего ятулия.

2 — подтип. Мелкая пологоволнистая слоистость, размер серий 0,05—0,1 м.

А — вид. Мелкая пологоволнистая смещенная слоистость.



Фиг. 89. Мелкая пологоволнистая слоистость, смещенная (IV—2—А—а) в песчаниках и алевролитах района оз. Сегозера.

а) — подвид. Мелкая пологоволнистая, смещенная сплошная слоистость. В средне- и мелкозернистых песчаниках и алевролитах развита слоистость с мощностью серий 0,03—0,1 см. Слойки тонкие волнисто-изогнутые, с длиной волны от 0,3 до 1,0 м, смещены относительно друг друга (фиг. 89). Мелкая пологоволнистая слоистость встречена в песчаниках и алевролитах второй пачки верхнего и в среднем ятулии.

V тип. Горизонтальная слоистость

1 подтип. Крупная горизонтальная слоистость, слойки до 0,05—0,5 м.

А — вид. Крупная горизонтальная, неравномерная.

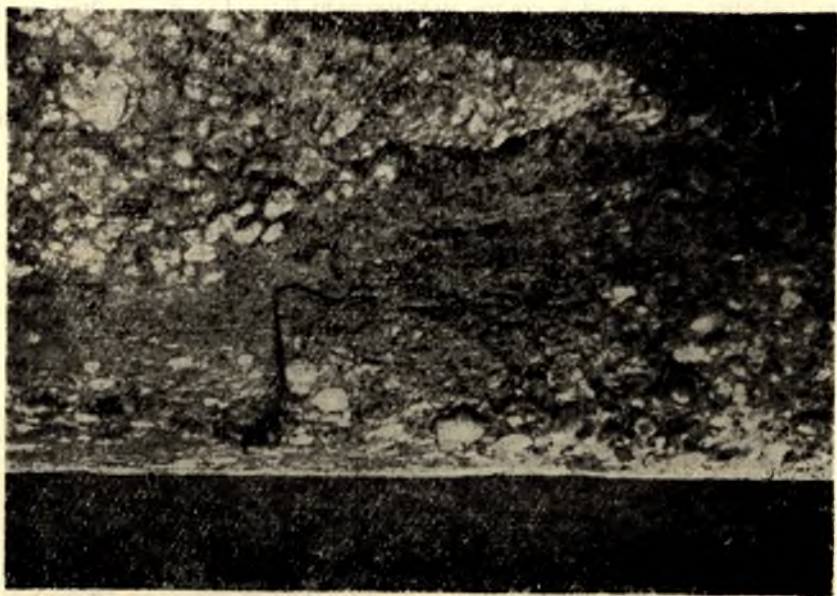
а) — подвид. Крупная горизонтальная, неравномерная, простая прерывистая слоистость распространена в мелкогалечных конгломератах, гравелитах и песчаниках. Слойки, мощностью 0,2—0,5 м, сложены несортированными осадками, конгломератами или гравелитами и песча-

никами. Слойки не имеют отчетливых границ, не выдержаны по простиранию, нередко линзовидной формы (фиг. 90).

Развита крупная горизонтальная слоистость в отложениях нижней подпачки первой, реже второй пачки нижнего ятулия.

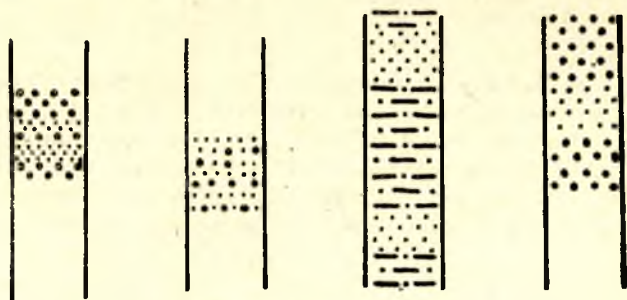
2 — подтип. Мелкая горизонтальная слоистость, слойки мощностью 0,05—0,2 м.

A — вид. Мелкая горизонтальная неравномерная слоистость.



Фиг. 90. Крупная горизонтальная слоистость в песчаниках и конгломератах района оз. Гриваносаари (V—1—A—а).

0 1 2 3 см



1 2 3

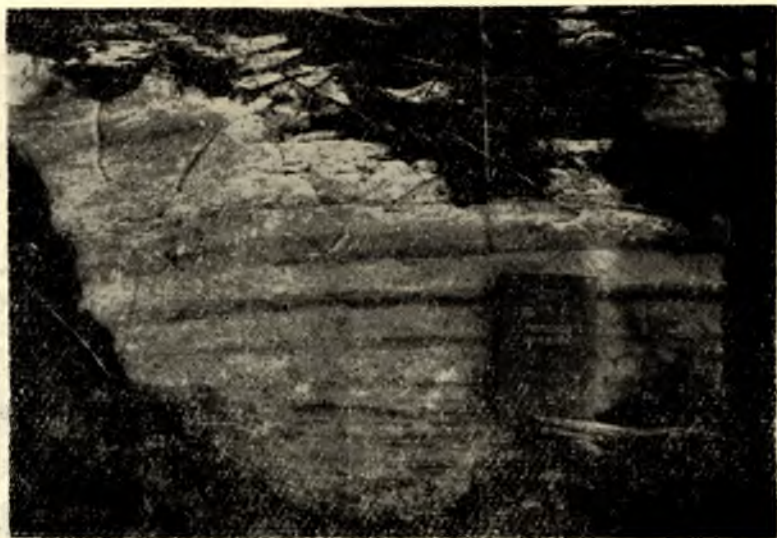
Фиг. 91. Строение слойков мелкой горизонтальной слоистости в песчаниках:

1 — крупно-, 2 — средне-, 3 — мелкозернистые песчаники.

а) — под вид. Мелкая горизонтальная неравномерная простая слоистость распространена в крупно-, средне- и мелкозернистых песчаниках, кварцито-песчаниках и кварцитах. Слойки с ровными, отчетливыми границами, выдержаны по мощности 0,2—0,5 до 1—2 см, сложены крупно-, средне- и мелкозернистым материалом (фиг. 91), располагаются неравномерно (фиг. 92). В слоях средне- и мелкозернистых разностей варьирует содержание слюдяного цемента. Нередко мощность слоев возрастает до 5—10 см и наблюдается внутренняя микрослоистость в 0,5—2,0 мм (фиг. 93). Простая горизонтальная мелкая слоистость широко



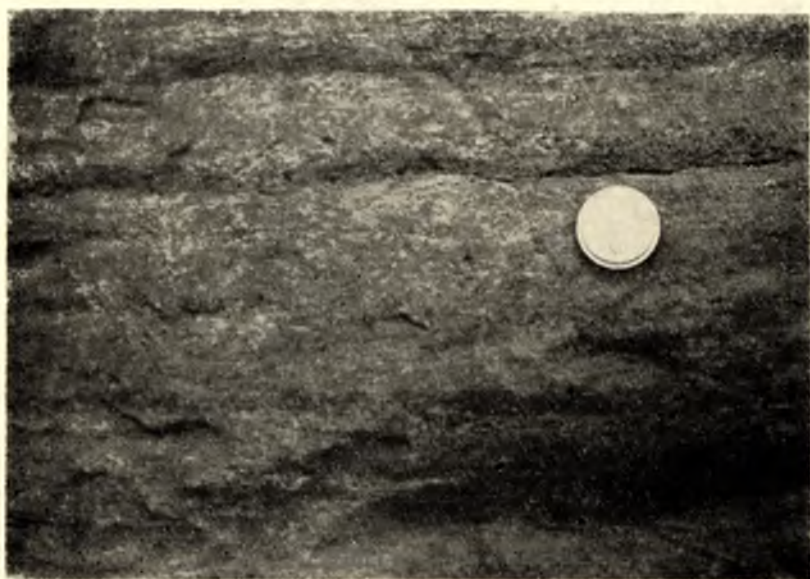
Фиг. 92. Мелкая простая горизонтальная слоистость и микрослоистость (V—2—А—а) в алевролитах и сланцах района оз. Сегозера.



Фиг. 93. Мелкая горизонтальная простая слоистость в песчаниках района оз. Лубоярви (V—2—А—а).

развита в осадках первой (с преобладанием в верхней части) и второй пачек нижнего ятулия, в среднем ятулии и в части разреза второй пачки верхнего ятулия.

К данному подвиду слоистости следует отнести простую горизонтальную слоистость в яркоокрашенных алевролитах, сланцах и мелкозернистых песчаниках. Слойки, мощностью от 1 до 5 см, коричневатокрасных алевролитов или сланцев переслаиваются со слоями песчаника мощностью 0,5—1,0 см. Границы слоев отчетливые и ровные (фиг. 94). В местах наличия на плоскостях напластования знаков ряби горизонтальная слоистость переходит в волнистую.



Фиг. 94. Мелкая простая горизонтальная слоистость в алевролитах и песчаниках района восточного берега оз. Сегозера (V—2—А—а).



Фиг. 95. Мелкая простая горизонтальная прерывистая слоистость (V—2—А—б) в кварцитах и кварцито-песчаниках района оз. Лубоярви.

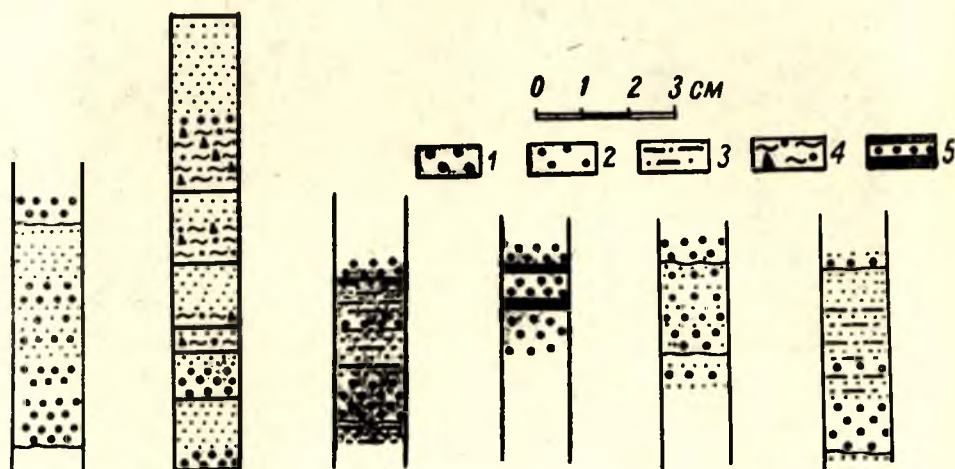
Описанная выше горизонтальная слоистость известна в кровле нижней и средней подпачек первой пачки верхнего ятулия и, реже, встречается в осадках среднего ятулия.

б) — под вид. Мелкая горизонтальная слоистость простая, прерывистая. Развита в кварцито-песчаниках и песчаниках.

Слойки, мощностью в 0,5—1,0 см, белого среднезернистого песчаника чередуются с зеленоватыми слойками мелко- и среднезернистого песчаника, содержащими значительное количество слюдистого цемента. Слойки невыдержаны по простиранию, выклиниваются, принимая форму мелких линз (фиг. 95).

Распространена прерывистая горизонтальная слоистость в осадках первой пачки нижнего ятулия.

Б — вид. Мелкая горизонтальная, равномерная.



Фиг. 96. Строение слойков в песчаниках, кварцито-песчаниках и кварцитах мелкой горизонтальной слоистости (V—2—Б—а):

1 — грубо- и крупнозернистый песчаник; 2 — средне-, 3 — мелкозернистый песчаник; 4 — песчаник с серицитовым цементом; 5 — песчаник с окислами железа.

а) — под вид. Мелкая горизонтальная, равномерная простая с ритмичным строением слойков. Слоистость выявлена в средне- и мелкозернистых песчаниках, кварцито-песчаниках и кварцитах.

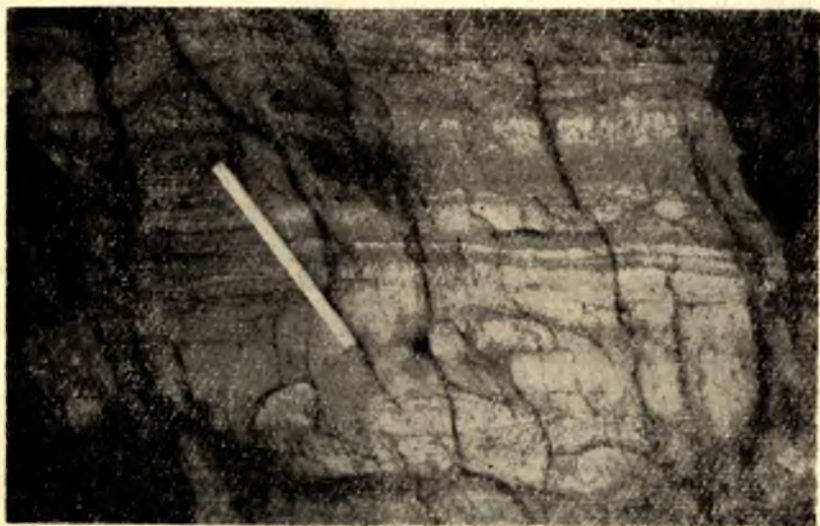
Слойки имеют ритмичное строение различного характера, но всегда четко ограничены и сложены неоднородным осадком.

Слойки, мощностью 0,5—3,0 см, имеют в подошве грубо-, крупнозернистый кварцито-песчаник с небольшим количеством серицитового цемента. В кровле слойков — среднезернистый белый кварцит (фиг. 96б). Такого строения слойки прослежены в кварцитах второй пачки нижнего ятулия (район восточного берега оз. Сегозера).

В подошве слойков другого строения, мощностью 2—5 см, залегает крупнозернистый, реже среднезернистый песчаник, который к кровле переходит в микропереслаивание средне- и крупнозернистого материала с мелкозернистым, содержащим слюдистый цемент. В кровле слойка прослеживается мелкозернистая порода (фиг. 96 а, в, д, е). Слойки такого строения распространены довольно широко и отмечены в песчаниках первой пачки (средняя и верхняя подпачки) нижнего ятулия, в среднем ятулии и во второй пачке верхнего ятулия.

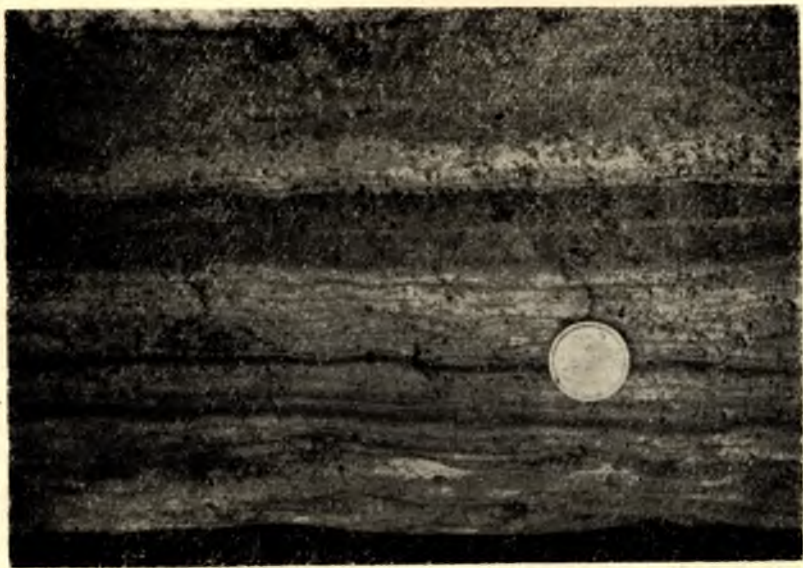
Третий тип строения слойков встречен в кварцитах района Воломской структуры. Слойки сложены однородным сортированным среднезернистым кварцитом. В кровле слойков располагаются стяжения окислов железа и, возможно, марганца, которые окрашивают кварцит в темный цвет со слабо-сиреневым оттенком (фиг. 96 г).

Горизонтальная слоистость равномерная, пачечная (серийная) встречена в мелкозернистых песчаниках, алевролитах и сланцах.



Фиг. 97. Мелкая горизонтальная пачечная слоистость (V—2—Б—а) в песчаниках и алевролитах района оз. Елмозера.

Средне-, мелко- и тонкозернистые красновато-коричневые песчаники переслаиваются со светло-коричневыми алевролитами и темно-коричневыми сланцами. Слойки построены ритмично, от песчаников в подошве к сланцам в кровле. Мощность их варьирует от 0,2—1,0 до 5 см (фиг. 97).



Фиг. 98. Мелкая горизонтальная ритмичная слоистость в алевролитах и сланцах района оз. Селецкого (V—2—Б—а).

Слойки группируются в серии мощностью 0,15—0,30 м. Серии, в свою очередь, слагают более крупный ритм, мощностью 6,3 м, в котором намечается уменьшение зернистости и мощности слойков от подошвы к кровле. Встречены мелкие линзочки, 2—3 см, в косослоистых песчаниках (фиг. 97).

Аналогичная горизонтальная слоистость отмечена в яшмовидных сланцах района оз. Селецкого. Слоистость напоминает ленточную. Четкие слойки, мощностью 0,1—1,0 мм, имеют резкое различие в окраске (фиг. 98); слойки зеленовато-коричневого цвета чередуются со свет-



Фиг. 99. Мелкая горизонтальная ритмичная слоистость в алевролитах и сланцах района оз. Селецкого (V—2—Б—а).

лыми, спорадически встречаются линзочки песчаника. Местами форма слойков волнистая (фиг. 99). Строение серии определить не удалось.

Мелкая горизонтальная слоистость с ритмичным строением слойков и сочетанием их в серии отмечена в осадках верхней части второй пачки верхнего ятулия.

Текстуры плоскостей напластования

Разнообразные текстуры на плоскостях напластования ятулийских терригенных пород отмечались многими геологами (Л. Я. Харитонов, 1938; В. А. Перевозчикова, 1947; О. А. Рийконен, 1960 и др.), которые делали попытки определить по индексу ряби характер среды отложения. В более поздних работах (И. Н. Лобанов, 1962; В. З. Негруца, 1963, 1966) текстуры напластования рассматриваются уже в связи с определенными генетическими типами пород.

В данном разделе систематизированы все наблюдения, полученные в процессе наших полевых работ. На основе собранных материалов составлена таблица морфогенетических типов текстур напластования.

IV. Текстура размыва	1. Сланцевые брекчи	—	—	—	—	—	—	—	Обломки алевролитов и сланцев коричневатой окраски. Цемент грубозернистый, песчаники и гравелиты	Косая мелкая и крупная слоистость, разрыв кровли ритма	Местные размывы в результате движения воды (береговые течения)
III. Текстура уплотнения осадка	3. Мелкие многогранные граниты	4×5 3×4	0,3—1,0	0,5—0,3, неправильно-клиновидная	неправильная или вогнутая	4—5-угольная	А	Алевролиты и сланцы коричневатокрасные	Горизонтальная слоистость, мелкая асимметричная рябь	Береговая часть бассейна, осушаемая временами	
	2. Крупные многогранные, сложенные мелкими	20×20, сложенные мелкими 4×3, 5×4	3—4	1,0—1,5, клиновидная	неправильная	3—4-угольная	А	Алевролиты и сланцы коричневатокрасной окраски	Горизонтальная слоистость, мелкие асимметричные знаки ряби	Мелководный, временами осушаемый бассейн, прибрежная часть	
	1. Крупные многогранные граниты	размер многогранника 20×20 30×20	глубина трещин 3—5	ширина и форма трещин 3,0—4,0, прямоугольная		Форма многогранника в разрезе прямоугольная 4—3-угольная			Алевролиты и мелкозернистые кварцито-песчаники зеленоватой или бледно-розовой окраски	Горизонтальная слоистость, симметричные и асимметричные мелкие знаки ряби на плоскостях напластования	Бассейн с донными течениями, подводное растрескивание
II. Текстура оползания	1. Подводно-оползневые	до 5,1				Крутые складки, до опрокинутых, с захватом ядра	—	А	Переслаивание мелкозернистого песчаника, алевролита и сланца	Горизонтальная слоистость, на плоскостях асимметричные и симметричные знаки ряби	Оползание осадка под силой тяжести в условиях берега
Текстура движения	6. Мелкая кольцевая рябь	—	—	—	—	Валики слабозаостренные или с плоской приплюснутой вершиной	Кольцевая	А	Алевролиты кирпично-красного цвета	Кирпичная горизонтальная слоистость, неясная	Встречены в отложениях поймы
	5. Мелкая ямчатая и языкообразная рябь	—	до 1,0	—	—	—	Округлые, удлиненные языки. Плоские, мелкие бугорки в форме языка, черепитчато перекрывающие друг друга	А	Алевролиты и мелкозернистые песчаники коричневатокрасной окраски	Горизонтальная слоистость. На плоскостях напластования асимметричные мелкие знаки ряби	Береговые направленные течения, возможно, волны заплеска

В ходе этой работы учитывалась не только морфология текстуры на поверхности напластования, но и состав вмещающих пород, их структурно-текстурные признаки.

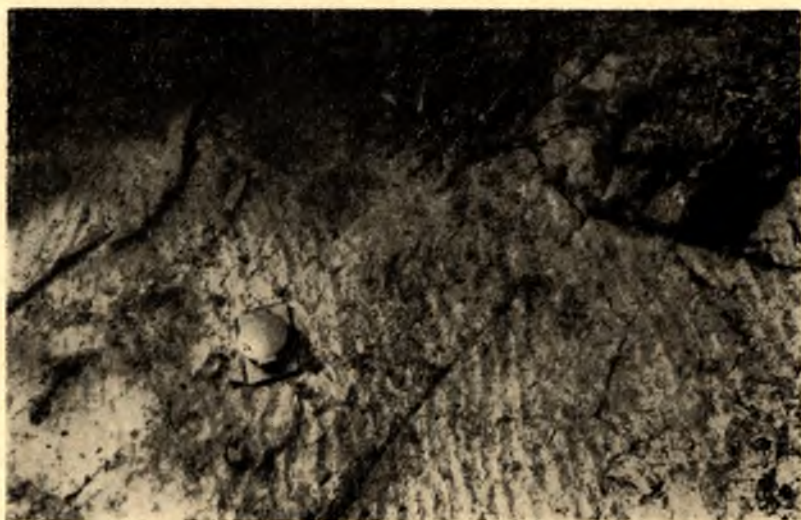
В основе выделения морфогенетических типов лежат положения, изложенные в «Атласе текстур и структур осадочных горных пород» (1962) под ред. А. В. Хабакова, в котором выделено несколько групп текстур напластования для различных по возрасту осадков.

I тип. Текстуры движения

Объединяет 6 видов знаков ряби, прослеженных в осадочных толщах ятулия. Образование этих текстур связано с движением в водной среде, т. е. с волновыми колебательными движениями и однонаправленными течениями.

I — вид. Мелкие симметричные знаки ряби волнения.

A — разновидность. Знаки ряби (фиг. 100, 101) имеют длину



Фиг. 100. Мелкие симметричные знаки ряби типа волнения. Район оз. Селецкого.

волны 1,5—3 см и высоту волны 2—3 мм. Индекс ряби соответственно $\frac{20}{2} - \frac{30}{3} = 10$. Однако его величина может быть несколько искажена под давлением вышележащих осадков. Не менее широко развиты знаки ряби с несколько большей длиной волны $l=3-7$ см (фиг. 102). Гребни валиков округлы или слабозаострены. В плане гребни валиков прямолинейны, слабоизвилисты, редко ветвятся.

Широко развиты знаки ряби данной разновидности, как правило, в сочетании с другими текстурами на плоскостях напластования кирпично-красных и коричневатокрасных алевролитов и мелкозернистых песчаников первой и второй пачек верхнего ятулия районов оз. Елмозера и оз. Сегозера. И несколько менее широко они распространены в осадках третьей пачки нижнего ятулия района оз. Елмозера.

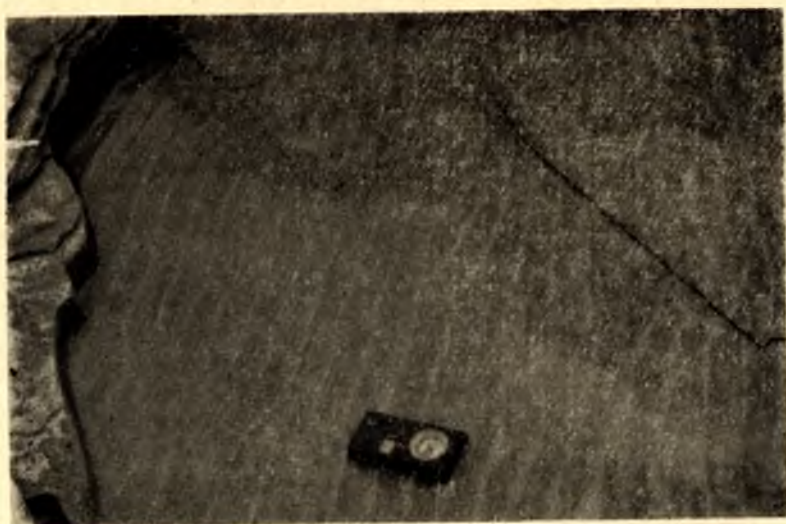
Б — разновидность представлена мелкими симметричными знаками ряби, аналогичными по индексам и форме предыдущим (фиг. 101). Однако прослежены такие текстуры на плоскостях напластования мелко- и тонкозернистых песчаников и кварцито-песчаников в сочетании с горизонтальнослоистыми осадками первой и второй пачек нижнего ятулия в районах западного берега оз. Сегозера, Елмозера и Лубоярви.



Фиг. 101. Мелкие симметричные знаки ряби с округлой формой гребня. Район оз. Селецкого.

2 — вид. Мелкие асимметричные знаки ряби, образовавшиеся в результате действия однонаправленных течений.

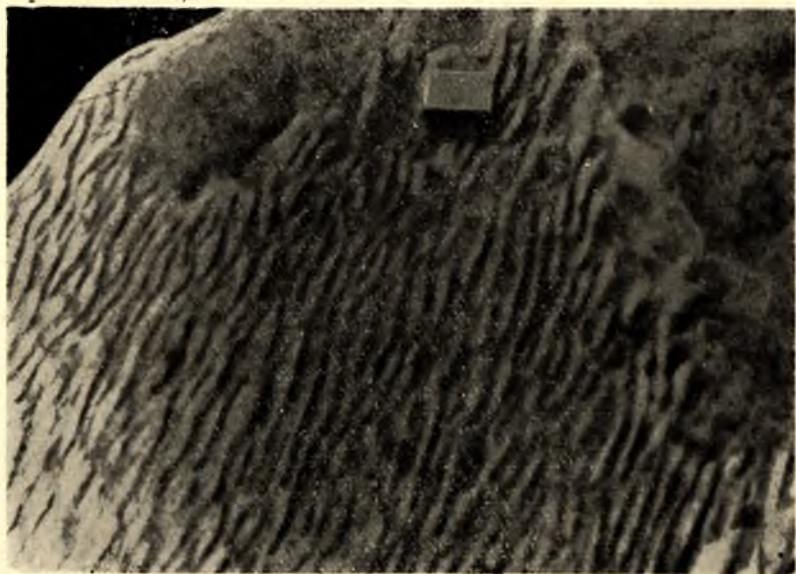
Мелкая асимметричная рябь разновидности 1—2—А имеет соотношения крутого и полого склонов $\frac{l_1}{l_2} = \frac{0,5}{1,5} : \frac{1}{3}$; вершины валиков округлы (фиг. 103). Гребни в плане прямолинейны или слабоизвилисты. Текстуры такого характера встречены на плоскостях напластования



Фиг. 102. Мелкие знаки ряби с заостренной формой гребня. Район оз. Сегозера.

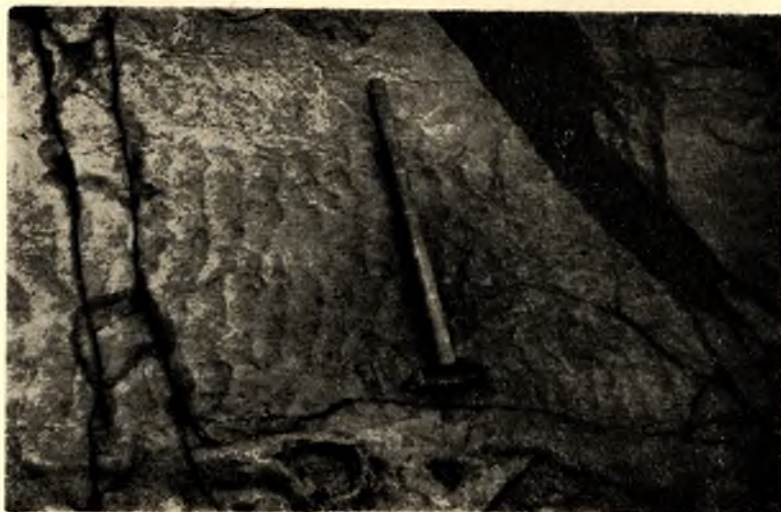
в сочетании с косослоистыми и горизонтальнослоистыми текстурами мелко- и среднезернистых песчаников и кварцито-песчаников первой и второй пачек нижнего ятулия районов северной части оз. Сегозера, оз. Елмозера, оз. Пюкс.

Разновидность 1—2—Б имеет соотношение крутого и пологого склонов $\frac{l_1}{l_2} = \frac{3}{12}; \frac{0,5}{1,5}; \frac{1}{3}$, т. е. 1:4; 1:3; 1:3. Несколько более круп-



Фиг. 103. Мелкие симметричные знаки ряби с извилистой формой валиков в плане. Район оз. Селецкого.

ная асимметричная рябь имеет аналогичные соотношения $\frac{l_1}{l_2} = \frac{2}{10}; \frac{4}{16}$ т. е. 1:5; 1:4. Вершины валиков округлы или слабо заострены. В плане гребни валиков извилистые и сильно изогнуто-волнистые (фиг. 104). Эти текстуры широко развиты в яркоокрашенных осадках первой пачки



Фиг. 104. Мелкие асимметричные знаки ряби с заостренной формой гребня. Район северного берега оз. Сегозера.

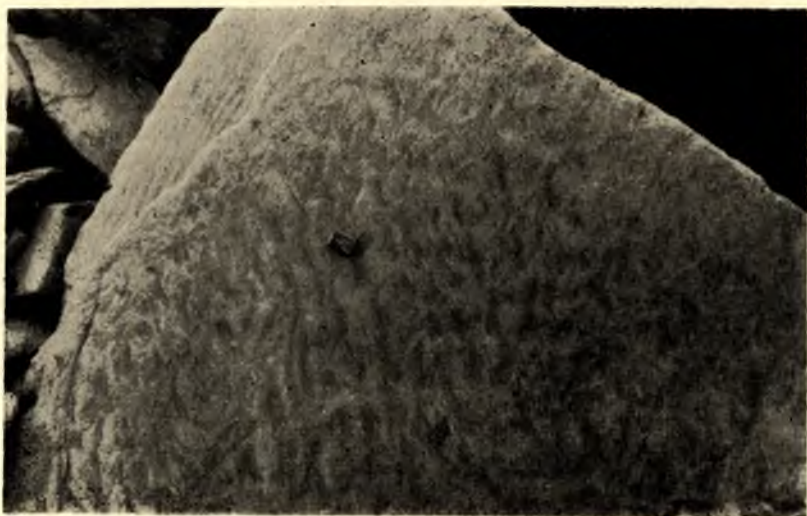
верхнего ятулия на площади у озер Сегозера — Елмозера — Селецкого.

3 — вид. Крупная слабо асимметричная рябь (фиг. 105). Длина волны до 40—50 см; индекс ряби $\frac{l}{h} = \frac{40}{4} = \frac{50}{5} = 10$. Соотношение крутого склона к пологому $\frac{l_1}{l_2} = \frac{10}{30}$, т. е. 1:3. Вершины валиков слабо заострены. В плане гребни валиков слабо извилисты.

Крупная слабо асимметричная рябь наблюдалась в районе южного берега оз. Сегозера в яркоокрашенных алевролитах и песчаниках первой пачки верхнего ятулия в сочетании с мелкой волнисто-мульдообразной слоистостью.



Фиг. 105. Крупные асимметричные знаки ряби. Район южного берега оз. Сегозера.



Фиг. 106. Мелкие ямчатые знаки ряби. Район северного берега оз. Сегозера.

4 — вид. Мелкая бугорчатая рябь, высота округлых или овальновытянутых бугорков до 1,0 см, прослежена в алевролитах первой пачки верхнего ятулия района восточного берега оз. Сегозера и в алевролитах, залегающих между лавовыми потоками среднего ятулия.

5 — вид. Мелкая ямчатая и языкообразная рябь. Языки с впадиной в середине и валиками высотой до 1,0 см по краям (фиг. 107). Плоские мелкие бугорки в форме языка, черепитчато перекрывающие друг друга (фиг. 106). Рябь данного вида встречена в алевролитах и мелкозерни-



Фиг. 107. Мелкие знаки ряби в форме языка. Район оз. Елмозера.



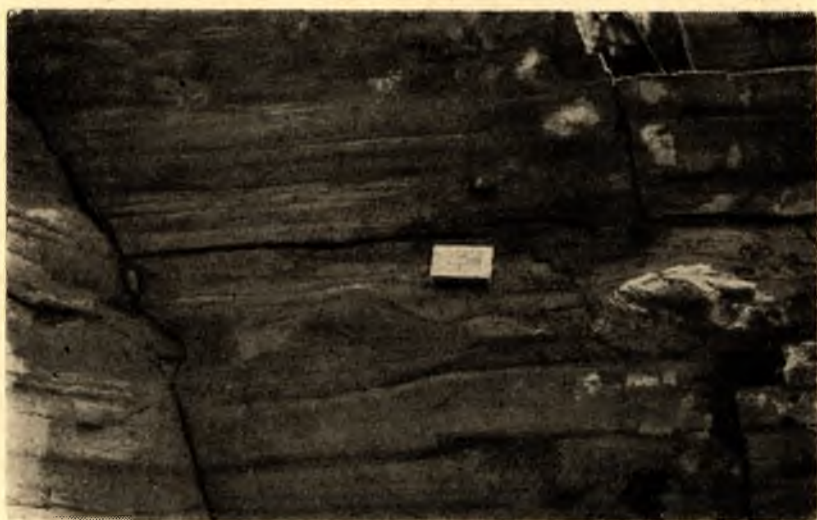
Фиг. 108. Подковообразные знаки ряби. Район восточного берега оз. Сегозера.

стых песчаниках коричневато-красной окраски на плоскостях напластования в сочетании с мелкой асимметричной рябью и горизонтально-слоистой текстурой. Стратиграфически они приурочены к осадкам первой пачки верхнего ятулия района восточного и южного берегов оз. Сегозера.

6 — вид. Мелкая кольцевая рябь представлена валиками, со слабо-заостренными или плоскоприплюснутыми вершинами, образующими овальновытянутой формы кольца, размером 4×1 , 3×2 см. Иногда валики не замыкаются в кольцо (фиг. 108). Кольцевые знаки ряби развиты на плоскостях напластования кирпично-красных алевролитов и тонкозернистых песчаников средней осадочной толщи ятулия района восточного берега оз. Сегозера.

II тип. Подводно-оползневые текстуры

Образуются при движении (оползании) осадка, находящегося еще в пластичном состоянии, под действием силы тяжести. Из текстур такого типа обнаружены подводно-оползневые знаки, которые в разрезе представлены мелкими крутыми наклонными складками, до опрокину-



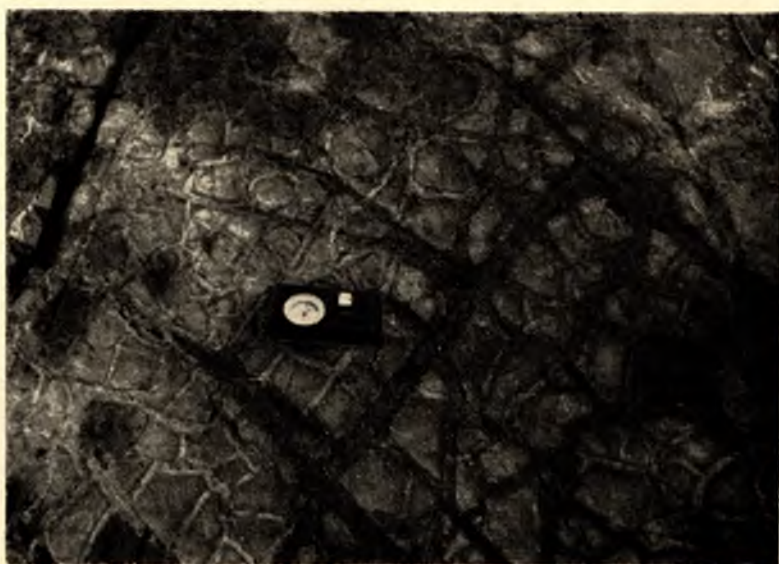
Фиг. 109. Подводно-оползневые знаки. Район восточного берега оз. Сегозера.

тых, нередко с перехватом ядра. Амплитуда складок — до 3—5 см. Подводно-оползневые знаки встречены среди горизонтально-слоистых песчаников, алевролитов и сланцев с мелкими асимметричными и симметричными знаками ряби на плоскостях напластования (фиг. 109). В разрезе указанные выше текстуры сочетаются с текстурами косой слоистости прибрежного и аллювиального характера в песчаниках и гравелитах первой пачки верхнего ятулия (район восточного берега оз. Сегозера).

III тип. Текстуры уплотнения

Текстуры, возникающие за счет изменения осадка в процессе уплотнения. К данному типу отнесены текстуры трещин усыхания различного вида.

1 — вид. Трещины уплотнения разбивают поверхность на крупные многогранники, прямоугольной формы в разрезе и трех-, четырехугольной — в плане, размером 20×20 , 30×20 см. Многогранники разделены прямоугольными трещинами глубиной 3—5 см и шириной 3—4 см. Данные текстуры наблюдались в зеленоватых и бледно-розовых алевролитах



Фиг. 110. Трещины усыхания в сланцах района восточного берега оз. Сегозера.

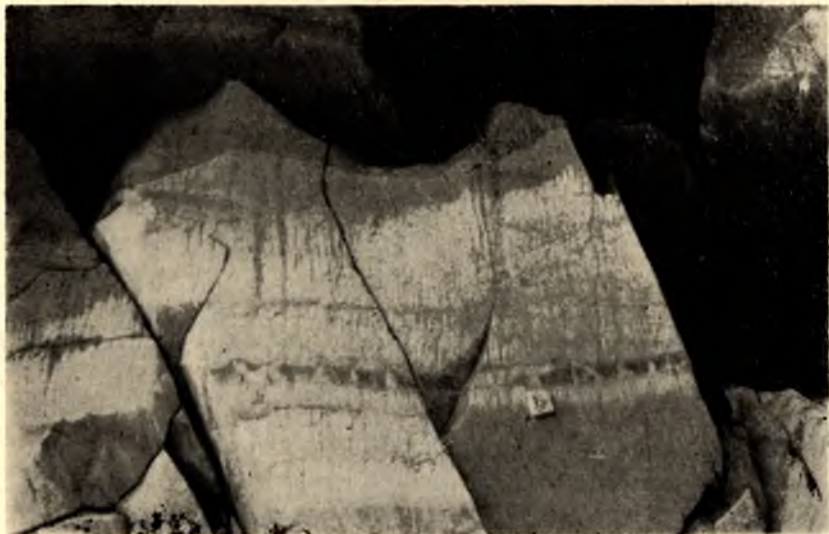


Фиг. 111. Трещины усыхания в алевролитах и сланцах района южного берега оз. Сегозера.

и тонкозернистых кварцито-песчаниках второй пачки нижнего ятулия района западного берега оз. Сегозера.

2 — вид. Трещины усыхания, разбивающие поверхность напластования породы на крупные многогранники размером 20×20 см, усложненные мелкими — 4×3 , 5×4 см (фиг. 110). Многогранники трех- и четырехугольной формы имеют неправильные очертания в разрезе (фиг. 111). Трещины клиновидной формы, глубиной до 1,0—1,5 см. Обилие таких текстур встречено среди алевролитов и сланцев коричневатой-красной и темно-вишневой окраски первой пачки верхнего ятулия. Сочетаются они с текстурами мелких асимметричных и симметричных знаков ряби.

3 — вид. Мелкие трещины усыхания глубиной 0,3—1,0 см, неправильно-клиновидной формы, разбивают яркоокрашенные алевролиты



Фиг. 112. Трещины усыхания в алевролитах о. Шенонсаари.



Фиг. 113. Сланцевые многогранники в алевролитах восточного берега оз. Сегозера.

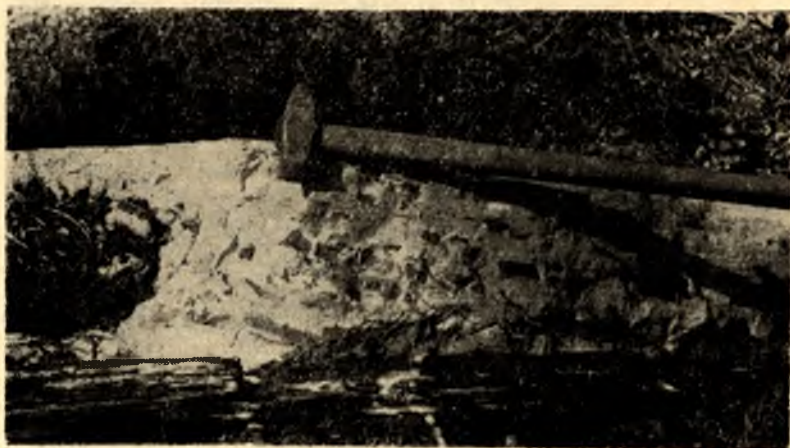
и сланцы на четырех- и пятиугольные многогранники, размером 4×5 , 3×4 см, имеющие в разрезе неправильную или вогнутую форму (фиг. 112, 113). На плоскостях напластования они сочетаются с разнообразными видами знаков ряби: крупными и мелкими, асимметричными и симметричными, языкообразными и бугорчатыми.

IV тип. Текстуры размыва

Образовались в результате действия течений. Текстура размыва выражена сланцевыми брекчиями (фиг. 114). Обломки сланца образуются от разрушения слоев алевролитов и сланцев в результате работы действующих течений. Обломки имеют остроугольную форму, реже слабо



Фиг. 114. Сланцевая брекчия в песчаниках подошвы слоя. Район восточного берега оз. Сегозера.



Фиг. 115. Расположение обломков сланца вдоль падения слойков косой слоистости в песчаниках района оз. Елмозера.

сглажены в углах, размер их до 10—15 см в диаметре. Цементом брекчий служат гравелиты и крупнозернистые песчаники. Залегают сланцевые брекчии в основании песчаников с косою слоистостью, нередко более мелкие из них располагаются в основании слоев, подчеркивая при этом направление падения их (фиг. 115).

Наиболее широко сланцевые брекчии развиты в осадках разрезов первой пачки верхнего ятулия по всей площади озер Сегозера, Елмозера и Янгозера.

Значительно реже сланцевые брекчии встречаются в осадках третьей пачки нижнего ятулия района г. Медвежьегорска, и лишь в определенных частях разреза. Редко сланцевые брекчии наблюдаются в осадках второй пачки нижнего ятулия района восточного берега оз. Сегозера.

ТЕКСТУРЫ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Вулканогенно-осадочные породы, как уже отмечалось, имеют ограниченное распространение в разрезе ятулийских образований. По количеству в породах пирокластического материала они разделены на туфы, туффиты и туфогенно-осадочные породы. В зависимости от содержания в них осадочного (терригенного или хемогенного) материала по-разному проявляются текстурные особенности этих пород. Так, чистые туфы представляют собой однороднозернистые, неслоистые породы с массивной, иногда миндалевидной текстурой. В тонкозернистых туфах и туффитах, содержащих небольшое количество терригенно-осадочного материала, устанавливается простая или прерывистая горизонтальная слоистость. Косая слоистость здесь встречается редко и только в мало-мощных сериях с пологими углами падения слоев. Слоистые и другие текстуры в туфогенно-осадочных породах выражены более четко и ничем не отличаются от таковых в нормально-осадочных породах.

Выделение типов, подтипов и видов текстур вулканогенно-осадочных пород проводилось согласно морфогенетической классификации текстур, указанной выше для терригенных осадочных образований. Однако эти породы нередко обладают текстурными признаками, присущими только им. Анализ текстур вулканогенно-осадочных пород параллельно с изучением вещественного и гранулометрического состава и строения разреза в целом позволяет предположить характер условий накопления, определить фациальную обстановку. Последнее особенно важно, поскольку эффузивные породы (вмещающие данные осадки) дают, как правило, мало информации по этому вопросу.

I тип. Миндалевидная текстура

Отмечена в прослоях чистых туфов района восточного берега оз. Сегозера (фиг. 116). Здесь, на фоне однородной массы, наблюдаются неправильные по форме миндалины существенно хлоритового, реже, хлорито-кварцевого выполнения, которые проникают по плоскостям наслоения или разрывают отдельные слои. В местах скопления миндалины отмечаются нарушения микрослоистости и деформации слоев. Но эти нарушения не затрагивают тонкослоистой текстуры слоев подстилающих и перекрывающих пород.

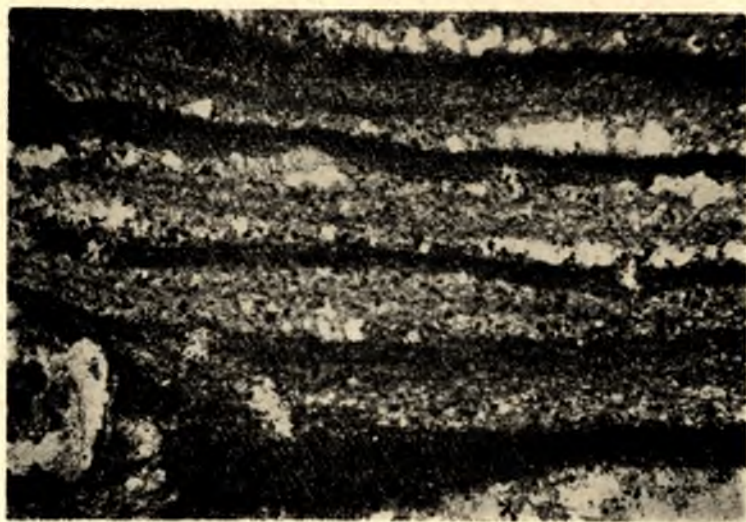


Фиг. 116. Миндалевидная текстура хлоритовых туфов. Восточный берег оз. Сегозера.

II тип. Горизонтальная слоистость

Подтип — горизонтальная мелкая слоистость, мощность слойков от 1—3 мм до 1—2 см.

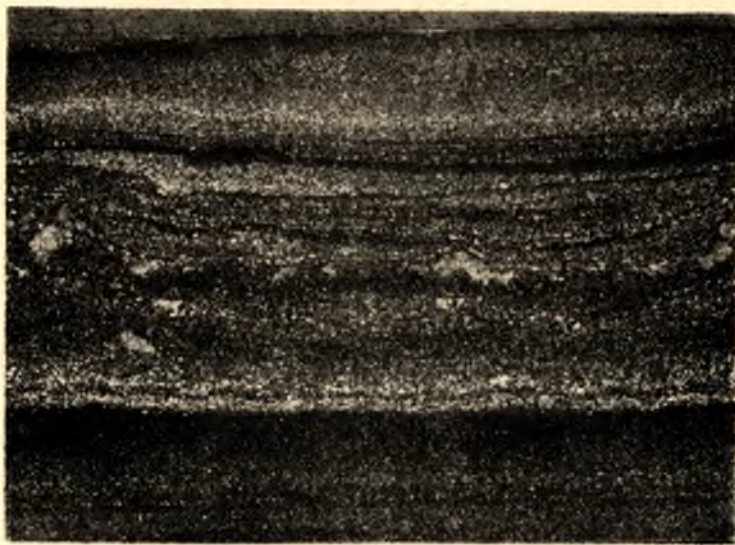
А — вид. Простая мелкая горизонтальная слоистость, развита в туфогенно-осадочных породах наиболее широко (фиг. 117). Слойки, мощностью от 1—3 мм до 2 см, не всегда имеют отчетливые границы, у них разный вещественный состав. Слойки, сложенные пирокластическим и пирокластово-осадочным материалом (туфы и туффиты) чередуются со слойками кремнистого, кремнисто-карбонатного, песчано-гли-



Фиг. 117. Горизонтальная слоистость туфо-алевролитов.

нистого, реже, гематито-глинистого материала и четко различаются тонами окраски. Разновидностью этой слоистости является горизонтальная мелкая прерывистая слоистость. Мощность и состав слоев аналогичны вышеописанному. Слои не выдержаны по простиранию, выклиниваются, образуя тонкие вытянутые линзочки. Простая и прерывистая горизонтальная слоистость наблюдалась во всех обнажениях вулканогенно-осадочных пород района восточного берега оз. Сегозера, пос. Гирвас и оз. Сундозера.

Б — вид. Горизонтальная мелкая ритмичная слоистость при чередовании туфов и туффов представлена мелкими ритмами (микроритмами) мощностью 1,0—1,5 см. В подошве залегает туф, нередко обладающий пизолитовой структурой. В кровле он сменяется туффитом, содержащим различное количество тонкозернистого песчано-глинистого (слюдистого) материала (фиг. 118). Границы ритмов отчетливые, в их кровле иногда встречаются трещинки уплотнения осадка.



Фиг. 118. Горизонтальная мелкоритмичная слоистость туфов и туфосланцев.

В разрезах пород, имеющих преимущественно простую горизонтальную слоистость, нередко также устанавливается многократное чередование серий мелкой горизонтальной ритмичности. В подошве серий слоистость более крупная горизонтальная, в кровле — более тонкая. Интенсивность окраски также меняется от подошвы к кровле.

Указанный вид слоистости прослежен в районе восточного берега оз. Сегозера.

В породах, содержащих небольшой процент пирокластического материала, ритмы представлены в подошве разномасштабным туффитом с примесью тонкообломочного кварца, а в кровле — глинисто-пепловым (слюдистым) материалом, составляющим большую часть ритма. Ритмы имеют резкие границы, четко и закономерно прослеживаются по разрезу.

Наличие в разрезе мелкой ритмичной слоистости, иногда в сочетании с простой горизонтальной слоистостью, указывает на спокойное осаднение материала в бассейне.

Подтип — горизонтальная крупная слоистость, мощность слоев 0,3—0,4 м.

А — вид. Горизонтальная крупная ритмичная слоистость. Ритмы выражены достаточно четко, в подошве залегают карбонатные породы мощностью 0,15—0,20 м. В кровле ритмов наблюдаются туффиты, в которых прослеживается горизонтальная микрослоистость, часто нарушенная.

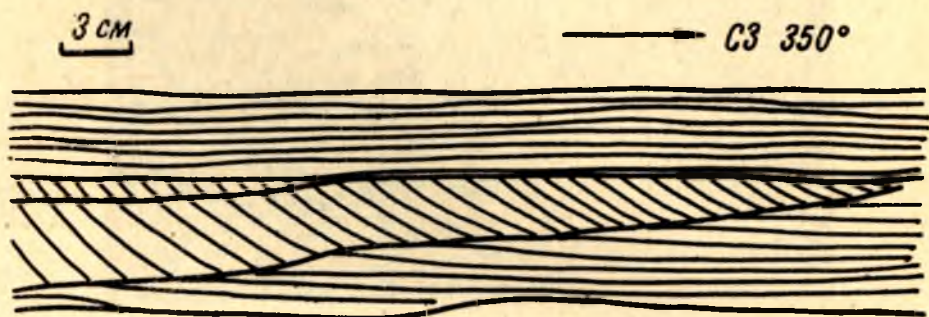
Описанные ритмы прослежены в нижней части разреза туфогенно-осадочных пород в районе пос. Гирвас. В разрезе района пос. Гирвас крупная ритмичная слоистость сочетается с простой мелкой горизонтальной слоистостью и, реже, с мелкой косоволнистой слоистостью. На плоскостях напластования отмечаются знаки ряби и следы оплывания осадка.

Такие сочетания текстур и характер вещественного состава осадков позволяют предположить прибрежные условия их формирования в бассейне карбонатного осадконакопления с довольно близко расположенным центром вулканических извержений.

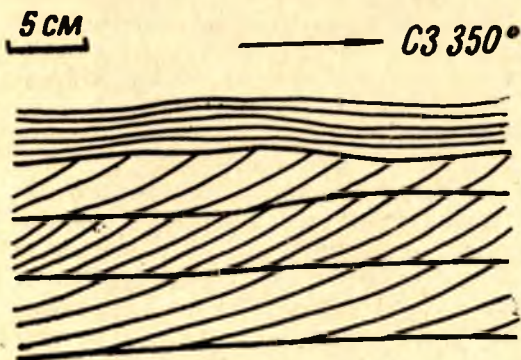
III тип. Косая слоистость

Подтип — косая мелкая слоистость.

А — вид. Косая слоистость, мелкая, параллельная. Мощность серий достигает всего 2—5 см. Границы серий параллельные, иногда слабо-волнистые, нередко, быстро выклиниваясь, имеют форму линз (рис. 119).



Фиг. 119. Косая мелкая параллельная слоистость в туфогенных породах.



Фиг. 120. Косая мелкая параллельная слоистость в туфогенных мелкозернистых песчаниках.

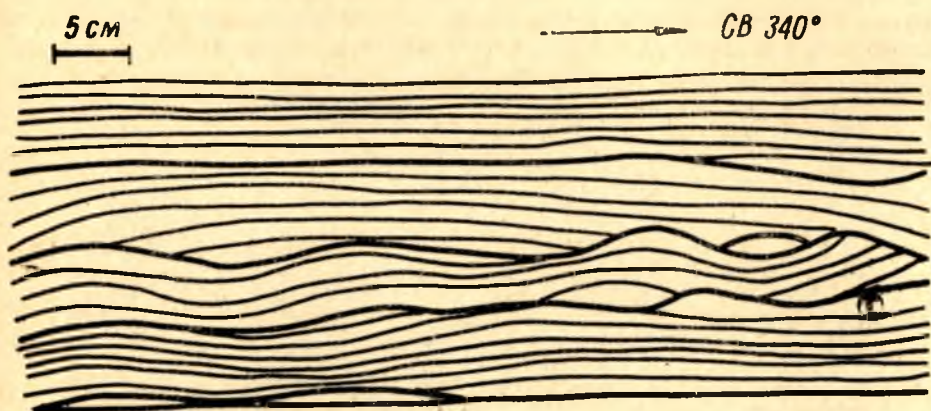
Слойки, мощностью 2—3 мм, нечеткие, с пологим углом наклона, однонаправленные в соседних сериях.

Косая слоистость в осадках, содержащих значительное количество терригенного песчаного материала, представлена параллельными сериями мощностью до 15 см. Серии при этом следуют друг за другом или чередуются с прослоями неслоистых туффитов (фиг. 120). Косая слоистость наблюдалась в осадках района оз. Сундозера и восточного берега оз. Сегозера.

Косая слоистость нередко сочетается с пологоволнистой и простой горизонтальной неравномерной слоистостью. Наряду с пирокластическим материалом в осадках отмечается песчаный терригенный материал. Косая слоистость, видимо, образовалась в результате периодических береговых течений.

IV тип. Пологоволнистая слоистость несимметричная

Серии мощностью 3—5 см. Границы серии волнистые. Слойки, мощностью 1—3 мм, нечеткие (рис. 121). Подобная слоистость встречена в породах района пос. Гирвас и оз. Сундозера. Пологоволнистая слоистость сочетается с косой и простой горизонтальной. Формирование пологоволнистой слоистости происходило в прибрежных фациальных условиях.



Фиг. 121. Пологоволнистая слоистость в туффитах района оз. Сундозера.

Текстуры плоскостей напластования представлены знаками ряби и следами подводного оползания осадков.

Знаки ряби мелкие, бугорчатые, с бугорками округлой формы, высотой до 5 мм, распределены по поверхности слоя равномерно в шахматном порядке. Встречены мелкие знаки ряби с симметричными округлыми валиками, прямолинейными в плане. Высота валиков 0,7—0,1 см, длина — 1—10 см. Знаки ряби отмечены в отложениях районов оз. Сегозера и пос. Гирвас.

Подводнооползневые текстуры установлены в тонкослоистых туфоалевролитах. Здесь более чем на 15 м по простиранию отчетливо прослеживаются следы подводного оползания тонкозернистого материала (первичноглинистого с примесью пепла), с образованием завихрений, текстур сдавливания, с наплыванием податливого материала на слабо деформированные части слоев. В перекрывающих и подстилающих более грубообломочных туфо-песчаниках и лапиллиевых (пизолитовых?) туфах устанавливается ненарушенная горизонтальная слоистость.

Подводнооползневые текстуры наблюдались в породах районов восточного берега оз. Селецкого, на восточном берегу оз. Сегозера и пос. Гирвас.

ТЕКСТУРЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

Текстуры эффузивных (излившихся) пород

Текстуры эффузивных (излившихся) пород, слагающих лавовые потоки и покровы, несут четкую информацию о механизме их образования. Естественно, что эти особенности пород привлекали внимание исследователей. Так, В. М. Тимофеев (1916), Н. А. Елисеев (1928 а, б), Л. Я. Харитонов (1941) в основных породах района оз. Сегозера отмечали наличие шаровых лав, миндалекаменные текстуры и прослои туфогенных пород. Однако ввиду того, что эффузивная природа основных пород этого района развития ятулийских отложений ставилась под сомнение (Р. Eskola 1925; О. А. Рийконен, 1960; М. А. Гилярова, 1966 и др.), текстуры эффузивных пород систематически не изучались. Лишь с 1961 г., когда основные породы ятулия стали предметом специального изучения (В. А. Соколов, Л. П. Галдобина и др., 1965, 1966; В. З. Негруца, 1966), выявилось значительное разнообразие первичных текстур в эффузивных породах, в том числе и текстур течения лав.



Фиг. 122. Миндалекаменная текстура диабазовых мандельштейнов.

Среди излившихся пород особенно часто встречается миндалекаменная текстура, которую в общем случае надо рассматривать как текстуру, объединяющую несколько текстурных разновидностей. Важнейшие из них — собственно миндалекаменная, шлаковая, пенистая и т. д. Основные морфологические типы миндалекаменной текстуры обусловлены преимущественно формой, количеством миндалин и их пространственными соотношениями.

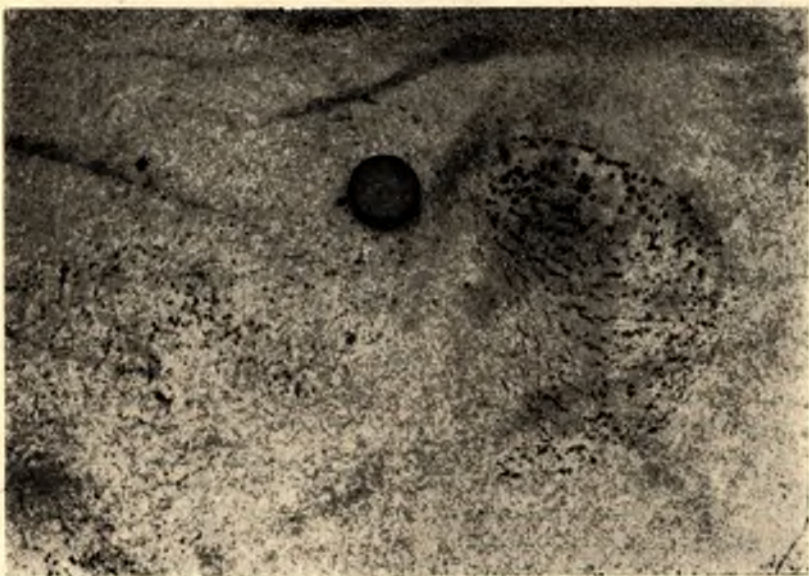
Миндалекаменная текстура в своем наиболее характерном виде обусловлена наличием в породе различного количества миндалин разнообразной формы, размеров и состава заполняющих их минералов (фиг. 122). Наиболее часто миндалины имеют четкую округлую, реже эллипсоидальную, вытянутую «червеобразную» или серповидную форму.

Округлой формы миндалины имеют, как правило, небольшие размеры, около 1,0 см. Они не образуют скоплений, а более или менее равномерно распределяются по всей массе породы. Вытянутой, удлинённой и червеобразной формы миндалины имеют размеры от 1 до 2—3 см, обнаруживают очень часто упорядоченное расположение, ориентировку в одном направлении и образуют полосовидные скопления мощностью до 0,5 м, лежащие в плоскости течения лав.

Своеобразны миндалины серповидной формы, которые в поперечном сечении имеют выпуклую, изогнутую вверх форму, а в продольном — удлинённый газовый канал. Размеры серповидных миндалин в поперечнике достигают 3—5 см, а в длину 12—15 см. Они обнаруживают постоянно четкую пространственную приуроченность к нижним частям горизонтов диабазовых мандельштейнов в разрезах лавовых потоков.

Часто среди диабазовых мандельштейнов устанавливаются разнообразной формы скопления миндалин, сложенные округлыми, удлинёнными или неправильными миндалинами.

В большинстве случаев миндалины образуют полосовидные скопления, напоминающие «слоистость течения», в которых устанавливается



Фиг. 123. Столбообразные скопления миндалин.

чередование полос, обогащенных миндалинами, со «слоями» без них. В других случаях наблюдаются столбообразные скопления миндалин (фиг. 123), представляющие собой концентрацию (обособление) удлинённых и вытянутых миндалин, сформированных в результате фонтанирующего выделения летучих из лавового расплава. В пределах таких столбов, часто расширяющихся к кровле потока, миндалины имеют концентрическое расположение. При этом более мелкие из них слагают внутренние кольца, полудуги, а более крупные — наружные. Иногда во внутренних частях таких столбов наблюдается настолько большое количество миндалин, что заполняющая столбы порода напоминает пенистую лаву. Размеры столбообразных скоплений «лавовых цилиндров», или пузыристых цилиндров (по Е. К. Устиеву, 1961), в диаметре составляют от нескольких сантиметров до 20—30 см, а по длине достигают 1,0—1,5 м.

В зависимости от количества миндалин в породах, слагающих лавовые потоки и покровы, устанавливается шлаковая или пенистая разновидность миндалекаменной текстуры. Наличие шлаковой текстуры в поверхностной зоне лавовых потоков обусловлено большим скоплением неправильной формы миндалин, когда примерно половина объема породы приходится на их долю. В таких случаях диабазовые мандельштейны имеют темно-зеленую мелкозернистую основную массу, густо насыщенную миндалинами с хлоритовым, хлорито-биотитовым выполнением. Нередко в диабазовых мандельштейнах со шлаковой текстурой отмечаются участки или зоны с ориентированным расположением отдельных крупных газовых пустот и более крупных газовых каналов. Наиболее часто такие текстуры наблюдались нами в диабазовых мандельштейнах западного и северного берегов оз. Селецкого, а также на островах Шенонсаари и Огмусаари оз. Сегозера.

Пенистая текстура характерна для насыщенных миндалинами диабазовых мандельштейнов, в которых устанавливается настолько большое количество их, что порода имеет пенистый, шлаковый вид. Большое количество разнообразной формы миндалин так густо пропитывает породу, что стенки между отдельными миндалинами весьма тонки. Заполнение миндалин в пенистых лавах существенно хлоритовое, реже биотитовое или зональное биогито-кальцитовое.

Миндалекаменная текстура и ее разновидности характерны главным образом для верхних частей лавовых потоков, хотя в ряде случаев признаки ее устанавливаются в середине и подошве некоторых потоков. В подошве потоков количество миндалин невелико, они более или менее равномерно распределяются по массе породы, не образуя какой-либо упорядоченности или ориентировки. Скопления миндалин встречаются также и в средней части некоторых потоков.

В качестве минералов — заполнителей миндалин устанавливаются: эпидот, хлорит, биотит, кварц, кальцит, гематит, пирит, халькопирит и альбит. При этом отмечаются миндалины как с мономинеральным, так и полиминеральным заполнением. И те и другие по способу заполнения миндалин разделяются на зональные и не имеющие зональности. Описание типов зональности миндалин, способов заполнения газовых каналов и пустот, приуроченности миндалин с определенным минеральным составом заполнения к некоторым частям лавовых потоков приведено в разделе, посвященном петрографической характеристике пород ятулийского вулканического комплекса.

Интересной текстурной особенностью кровли некоторых лавовых потоков среднего ятулия является скопление хемогенного кремнистого материала в неровностях кровли с обособлением его в виде пластообразных и линзообразных тел — яшмовидных силицитов. Эти скопления имеют форму ветвистых жил, линз, неправильной формы обособлений размерами до 15—20 см в поперечнике или по длине (фиг. 124). Слагающий их кремнистый материал имеет однородное тонкозернистое сложение, красновато-бурый, вишневый, зеленовато-серый цвет и тонкую слоистость. Независимо от формы скоплений слоистость ориентирована параллельно или почти параллельно поверхности потока. Генетическая связь таких скоплений с диабазовыми мандельштейнами очевидна, хотя некоторые исследователи (О. А. Рийконен, 1960) считали их ксенолитами сланцев, вмещающих интрузивные диабазы.

Шаровая текстура является, хотя и не широко распространенной, но довольно характерной текстурой основных лавовых образований ятулийского вулканического комплекса, свойственной так называемым шаровым лавам.

Шаровая текстура лав обусловлена наличием в лавовой массе обособленных частей, порций лавы в виде сферических образований, имеющих резкие, четкие границы с вмещающими породами и являющихся самостоятельными телами с собственными поверхностями охлаждения.

Форма отдельных шаров в большинстве случаев округлая, эллипсоидальная, редко встречаются уплощенные тела подушечной или каравановидной формы. В лавах ятулия преобладают шары размерами около 0,5 м, хотя встречаются более мелкие (до 0,1 м) и более крупные (до



Фиг. 124. Линза тонкослоистых яшмовидных силицитов в кровле лавового потока.

2—3 м) тела (шары, «подушки»). Количество шаров в лаве колеблется в довольно больших пределах, в некоторых случаях шары разнообразной формы и размеров слагают целиком лавовый поток, но чаще всего они отмечаются лишь в кровле потока, где образуют зону мощностью до 2—3 м.

Степень обособленности отдельных шаров в шаровой лаве различна и зависит не только от положения шаров в разрезе лавового потока, но и, по-видимому, от условий и механизма образования самих шаровых лав.

Как правило, наиболее отчетливо сформированные шары отмечаются лишь в поверхностных частях лавовых потоков, где они имеют резкие, хорошо выраженные ограничения, плотное соприкосновение друг с другом и наличие небольшого количества лавового цемента, а межшаровые пространства заполняются здесь преимущественно гидротермальными минералами или, реже, хомогенным кремнистым или карбонатным материалом (фиг. 125).

В более глубоких частях потоков границы между отдельными шарами становятся менее четкими и резкими, увеличивается количество лавового цемента, и контуры шаров в таких случаях устанавливаются лишь по концентрическим скоплениям миндалин вокруг шароподобных масс в лавовом цементе или по наличию участками корочек закалки.

В цементирующей шары мандельштейновой полосчатой массе часто устанавливается ленточное, цепочное расположение миндалин с облеканием и обволакиванием отдельных шаров, что способствует проявлению шаровой текстуры. Постепенно вниз по разрезу лавовых потоков шаровые лавы через зону слабо выраженных эмбриональных шаров переходят в типичные миндалекаменные диабазы и диабазовые мандельштейны.

В большинстве четко сформированных шаров отмечается зональность, которая заключается в формировании во внешней зоне шаров маломощной (до 2—3 см) корочки закалки, состоящей из мелкозерни-



Фиг. 125. Шаровые лавы диабазов и миндалекаменных диабазов.

стых, слабоэпидотизированных диабазов. Непосредственно под ней устанавливается миндалекаменная зона, содержащая довольно большое количество крупных удлиненных миндалин с ориентировкой, параллельной поверхности шаров. Мощность этой зоны колеблется, в зависимости от размеров шаров, от 10 до 40 см. Центральная часть шаров складывается, как правило, однозернистыми, массивными безминдальными диабазами. Лишь в редких случаях внутри отдельных шаров отмечается центральная газовая полость, подобная тем, которые наблюдала М. А. Гилярова в шаровых лавах Суйсарского вулканического комплекса (М. А. Гилярова, 1956).

В пределах потока обращает на себя внимание нередко упорядоченное расположение шаров, связанное, по-видимому, с течением лавы. В некоторых случаях можно наблюдать наплывание шаров друг на друга, деформации нижележащих шаров под нагрузкой наползающих и образование шаров несколько расплюсченной, уплощенной, подушечной формы.

Наиболее типичные шаровые текстуры в эффузивах ятулия установлены на острове Лехта-2 оз. Сегозера, а также в ряде разрезов лавовых потоков восточного и южного берегов оз. Сегозера, в районе озер Селецкого и Янгозера.

Брекчиевидная текстура. В ряде случаев в кровле лавовых потоков отмечены брекчиевидные текстуры, обусловленные наличием обломков корочек закалки поверхности лав, сцементированных миндалекаменным диабазом или диабазовым мандельштейном.

Остроугольной, неправильной формы обломки, имеющие темно-зеленую, зеленовато-серую окраску и сложенные шлаковидными диабазовыми мандельштейнами или довольно плотными массивными диабазами, располагаются среди цементирующей их мандельштейновой массы, как правило, длинными осями параллельно поверхности лавового потока в плоскости течения. Обломки отчетливо граничат с вмещающими мандельштейнами, которые выделяются более темной окраской, наличием полосчатости и отчетливой эпидотизацией в цементирующей их массе. Размеры отдельных обломков в автобрекчиях самые разнообразные, от нескольких сантиметров до 60 см. При этом мелкие обломки, напоминающие кусочки шлака при течении лавы совместно с мандельштейновым цементом, отчетливо облекают и обтекают более крупные, остроугольные куски лавовой корочки закали. В некоторых случаях удается наблюдать напознание обломков друг на друга и образование своеобразной торосовидной текстуры, как это было установлено на западном берегу оз. Селецкого.

Наиболее типичные брекчиевидные текстуры в лавах ятулия были отмечены в кровле лавовых потоков в районе озер Сегозера, Селецкого и Елмозера.

Для диабазов подошвы лавовых потоков, а в ряде случаев и средних частей наиболее характерна массивная, плотная текстура, отличающаяся наличием у пород однороднозернистого полнокристаллического сложения с монотонной темно-зеленой окраской. В нижней и, частично, средней частях некоторых потоков, где широко развиты диабазовые порфириты, однородность массивной текстуры нарушается участками сильной эпидотизации породы. Эти участки имеют округлую, овальную, сигарообразную, жильную форму и отчетливо выделяются своим светло-зеленым цветом на темно-зеленом фоне вмещающей породы. От вмещающей породы эпидотизированные участки отличаются не только цветом, но и наличием миндалин и т. д.

Описанные выше первичные в широком смысле текстуры основных пород характеризуют разные стадии и условия формирования лавовых потоков.

Текстуры поверхностей лавовых потоков

В наиболее благоприятных геологических условиях иногда удалось на довольно большой площади наблюдать части поверхностей отдельных лавовых потоков, на которых были установлены некоторые текстурные признаки, имеющие большое палеовулканическое значение. Наиболее интересны из таких текстур волнистые, морщинистые поверхности лав (канатные лавы), лавовые языки (струи течения лав), неровные шлаковидные поверхности.

Волнистые поверхности лавовых потоков наиболее отчетливо на значительной обнаженной поверхности установлены в районе южного берега оз. Сегозера (Гарьус-губа), где в кровле одного из потоков видна ребристая, морщинистая поверхность с дугообразно изогнутыми валиками лавы, образующими волнистость типа причудливой ряби прибрежных отложений. Корочка поверхности лавового потока с волнистостью и морщинистостью по своим особенностям внешне похожа на канатные лавы, возникшие при течении загустевшей лавы вниз по относительно пологому склону.

В ряде случаев более грубая волнистость лав была установлена также на поверхностях некоторых маломощных лавовых потоков острова Шенонсаари оз. Сегозера.

Лавовые языки течения, — по-видимому, довольно редкие образования. Нами они были отмечены лишь в районе пос. Гирвас — в каньоне р. Суны и у водосливной плотины электростанции в кровле лавовых потоков, слагающих коническую постройку Гирвасского вулкана (А. П. Светов, А. И. Голубев, 1967).

Лавовые языки представляют собой отдельные морщинистые валики, наползающие друг на друга и создающие впечатление текущей струи лавы. Длина таких струй не более 0,7 м, ширина валиков — до 5—6 см. Однако в некоторых случаях валики имеют ширину до 2 м.

Шлаковидные поверхности кровли лавовых потоков устанавливаются в тех случаях, когда зона диабазовых мандельштейнов представлена пенистыми лавами. В результате обильного выделения летучих жидкая лава приобрела первичную шероховатую шлакоподобную поверхность. Сходство поверхности таких лавовых потоков со шлаком усиливается наличием большого количества выщелоченных минералов.

Текстуры течения основных лав

Для расшифровки механизма формирования лавовых полей, кроме геологических данных (изменение мощностей и количества лавовых потоков по простиранию, наличие туфогенных пород и т. д.), большое значение имеют непосредственные свидетели течения лавы, запечатленные в ее текстурах. Отдельные виды текстур, в том числе текстуры течения, были уже охарактеризованы выше, но учитывая, что однозначное определение направления течения в древних лавах возможно только по сумме нескольких признаков, дополняющих друг друга, мы считаем целесообразным дать их суммарное описание даже с некоторыми повторениями, в самостоятельном разделе.

До настоящего времени определения течения лав в докембрийских лавах Карелии производились в ограниченном объеме. Так, только в наиболее молодых вулканогенных толщах протерозоя — в суйсарских лавах — были отмечены некоторые первичные признаки течения (В. М. Тимофеев, 1916, 1935; М. А. Гилярова, 1941). Более широко эти признаки были описаны в ятулийских лавах лишь в 1961—1967 гг. в ходе тематических исследований.

На поверхности и внутри лавовых потоков ятулия непосредственно в обнажениях описаны следующие первичные текстуры течения:

1. Волнистые поверхности лавовых потоков. В ряде обнажений на поверхностях лавовых потоков, сложенных хлоритизированными мелкозернистыми диабазами, отмечались волнистые (ребристые) образования. Эти пологие и узкие (до 3 см), довольно выдержанные по простиранию симметричные валики, напоминающие канатные лавы, иногда имеют ветвящуюся форму. В плане обнажения (на площади более 30 м²) видно, что отдельные части волнистой поверхности, дугообразно изгибаясь, принимают языкообразную форму, при этом изгибы дуг направлены в одну сторону. Направление максимального изгиба в сторону их выпуклой части принимается нами за направление течения лавового потока (рис. 126). Описываемые формы лучше всего выражены в обнажениях южного берега и острова Шенонсаари оз. Сегозера.

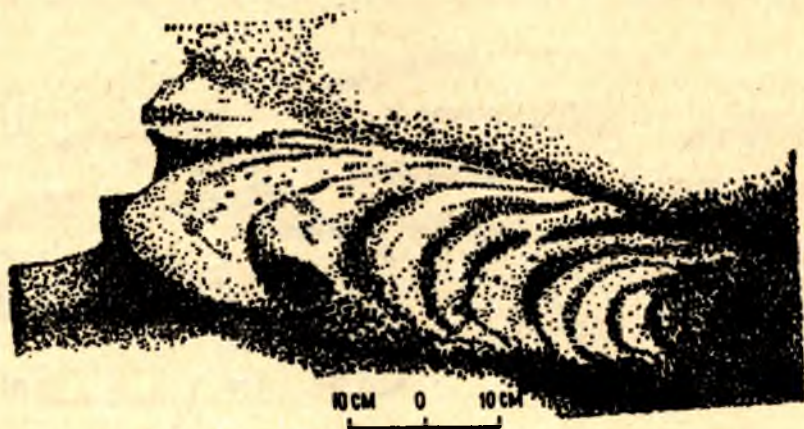
2. Струи течения лавы. На поверхности потоков в обнажениях у пос. Гирвас были описаны лавовые струи течения, представляющие в плане вытянутую полуовальную поверхность в форме языка длиной 1,0—1,2 м при ширине 0,5—0,7 м. На одной из поверхностей, сложенной мелкозернистым метадиабазом, содержащим редкие миндалины, наблюдаются дугообразные, чаще асимметричные лавовые волны высотой



Фиг. 126. Волнистая поверхность кровли лавового потока.

3—7 см при длине 7—12 см, расположенные выпуклостями в сторону замкнутой части овала, поперек удлинения. В центральной части в местах изгиба лавовых волн наблюдается расширение, а крутые склоны их, обращенные в сторону выпуклостей, создают впечатление наплывания лавовых волн друг на друга в направлении течения (фиг. 127).

3. Ориентированное расположение шаров в шаровой лаве. Важным признаком, позволяющим установить направление течения лавового потока, является ориентировка удлиненных или эллипсоидальных шаров в общей массе шаровой лавы. В исследованном районе шаровые лавы описаны в довольно многочисленных обнажениях,



Фиг. 127. Лавовый язык течения в кровле лавового потока.

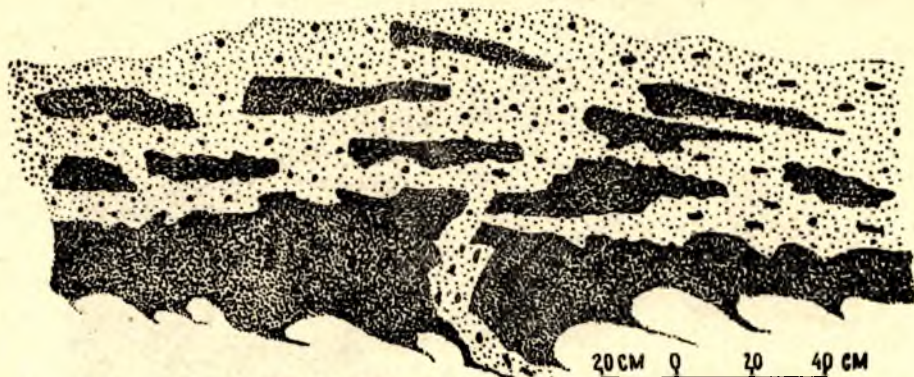
однако только в некоторых из них встречаются отчетливо ориентированные шары грушевидной формы или же шары, деформированные под влиянием соседних «наплывающих» шаров, позволяющих судить о направлении верхней части лавового потока, аналогично тому, как это было указано Вудом (S. Wood, 1964) для более молодых лав. В цементирующей мандельштейновой или мелкозернистой интенсивно хлоритизированной (реже эпидотизированной) основной массе нередко удается



Фиг. 128. Ориентированное расположение шаров в шаровой лаве.

наблюдать полосчатость с отчетливым обволакиванием отдельных шаров. С помощью описанного текстурного признака было установлено направление течения лавовых потоков в районе озер Сегозера, Селецкого, а также в районе д. Шалговара (фиг. 128).

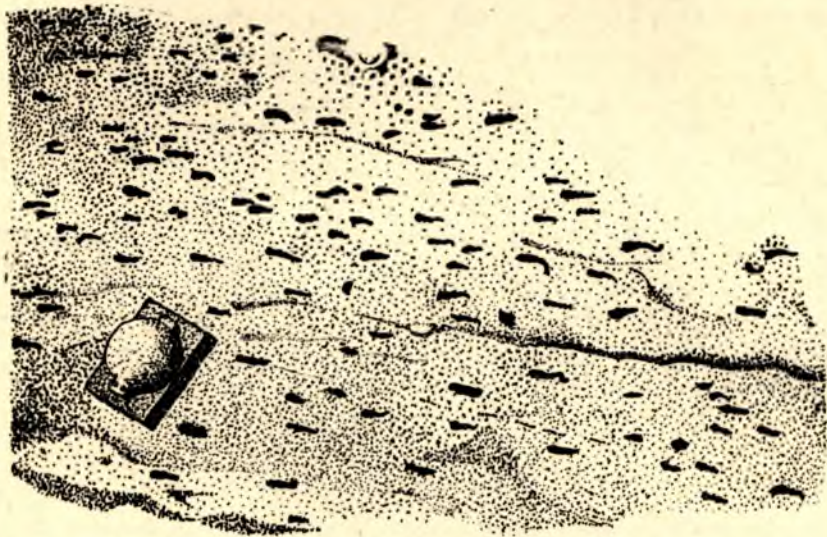
4. Ориентированное расположение обломков корочки закали в автобрекчиях. Ряд описанных лавовых потоков в верхней части имеет хорошо выраженную автобрекцию, представляющую собой породу, состоящую из обломков корочки закали поверхности лавового потока, которые сцементированы мандельштейновой, иногда полосчатой основной массой. Нередко в обнажениях можно видеть, что длинные оси обломков корочки закали имеют одинаковую ориентировку, а в их цементирующей массе устанавливается полосчатое строение,



Фиг. 129. Ориентированное расположение обломков корочки закали в автобрекчиях.

часто подчеркиваемое ленточным расположением мелких, реже более крупных миндалин. Направление течения лавы по ориентированному расположению обломков и полосчатости основной цементирующей породы, которое было установлено в Глухой губе оз. Сегозера и в районе оз. Селецкого (фиг. 129), следует определять на возможно большей площади обнажения после тщательной расчистки. В некоторых случаях отдельные обломки как бы наплзают друг на друга и образуют своеобразную «торосовидную» текстуру. Однако такие наплывы, нагромождения обломков описаны пока только в одном случае, в районе оз. Селецкого.

5. Ориентировка «червеобразных» миндалин. Среди различных типов диабазовых мандельштейнов, слагающих кровлю многих лавовых потоков, встречаются мандельштейны со специфическими червеобразными миндалинами, по которым можно наиболее достоверно судить о направлении течения лавы, так как в этом случае возможно провести массовые замеры ориентировки миндалин. В мандельштейнах



Фиг. 130. Ориентировка «червеобразных» миндалин.

этой разновидности миндалины имеют неправильную вытянутую и изогнутую форму. Размеры их 1,0—1,5, реже 4,0—5,0 см в длину, при ширине 0,5—1,0 см. Вытянутые миндалины располагаются обычно в целом параллельно друг другу, а по отношению к поверхности потока бывают различно ориентированными: параллельно, почти вертикально или под некоторыми углами к ней. В ряде обнажений было установлено, что при приближении к кровле потока ориентировка миндалин меняется. Вертикальные и расположенные под различным углом к поверхности миндалины ближе к кровле сменяются горизонтально (параллельно поверхности) ориентированными миндалинами. При этом выше располагаются зоны мандельштейнов с округлыми миндалинами, а непосредственную поверхность лавового потока слагает маломощная зона пенистых лав. Было установлено, что наклонно расположенные миндалины ориентированы обычно в пределах одного потока в одном направлении, т. е. в направлении течения лавы (фиг. 130). Указанные наблюдения проведены в районе озер Сегозера, Селецкого и Янгозера¹.

¹ Определение ориентировки течения лав по этому признаку требует дополнительного изучения.

6. Столбообразные скопления миндалин. Довольно часто в средней (реже нижней) частях лавовых потоков в зоне, сложенной роговообманковыми порфиритами, встречаются различные по величине скопления мелких миндалин. Эти скопления имеют цилиндрическую, столбообразную форму с овальным сечением, длинная ось скоплений располагается вертикально к подошве и кровле потоков, но иногда изгибается преимущественно в своей верхней части (фиг. 131). Длина столбов миндалин от 0,3—0,7 до 2,0 м; диаметр — до 0,5 м. В срезе, согласно с поверхностью потоков, видно, что форма многих скоплений округлая, овальная, неправильно-округлая, сплюснутая. Контуры их резкие и подчеркиваются оторочкой мелких миндалин. В горизонтальном срезе видно, что круглые и вытянутые миндалины внутри скоплений располагаются цепочками, концентрируются вокруг центра либо асимметрично к нему. Такие цепочки миндалин часто образуют в плане выпуклые дуги, расположенные рядами поперек столбообразных скоплений миндалин. По ориентировке этих дугообразных скоплений миндалин определялось направление течения лав при формировании лавового по-



Фиг. 131. Столбообразное скопление миндалин.

тока. В пределах одного крупного обнажения можно видеть большое разнообразие форм этих скоплений, которые ориентированы несколько различно (колебания в пределах $30\text{--}45^\circ$), но в целом — в направлении, достаточно точно устанавливаемом после статистической обработки данных замеров, их ориентировки. Описываемые скопления миндалин (подобные скопления были описаны П. Я. Ярошем и Г. Н. Старцевым в 1960 г. на Урале и Е. К. Устиевым в 1961 г. при изучении Анюйского вулкана) отмечены во всех районах развития ятулийских основных эффузивов, и установленное направление течения лавы по этому признаку находилось в полном соответствии с направлениями, полученными по ряду других признаков.

Серповидные миндалины. В зоне перехода от роговообманковых порфиритов к диабазовым мандельштейнам нередко устанавливаются скопления крупных газовых полостей, имеющих в поперечном сечении серповидную, а в продольном — сплюснутую, вытянутую форму. Массовые скопления серповидных миндалин отмечались в потоках основания лавовых толщ в районе оз. Сегозера (о-ва Огмусаари, Шенонсаари, южный и восточный берег), а также в Прионежье (фиг. 132).

Наблюдениями установлена упорядоченность расположения миндалин, которая заключается в ориентировке их длинных (продольных) осей в определенном направлении. Массовые замеры направлений этих

осей серповидных миндалин в пределах обнажения одного потока показывают их весьма близкие величины, что свидетельствует о стабильности подкорового течения лавы в каждом участке. Поскольку ориентировка длинных осей серповидных миндалин показывает на одно из двух диаметрально противоположных направлений, то окончательная оценка этого направления производилась с учетом суммы наблюдений за другими элементами течения лав.



Фиг. 132. Серповидные миндалины.

Заканчивая описание текстур течения, следует подчеркнуть, что однозначное определение направления течения лав возможно только по сумме нескольких признаков, дополняющих друг друга, и в совокупности с общими геологическими наблюдениями. Такой комплексный подход к изучению основных эффузивов в районе озер Сегозера — Елмозера, пос. Гирвас, когда учитывались не только сумма данных по разным текстурам течения, характер изменения мощностей и количества потоков, но и фациальная изменчивость вмещающих осадочных пород, позволил выявить центры ятулийских лавовых излияний. Систематизация же первичных текстур течения в древних вулканогенных породах разных регионов будет способствовать развитию палеовулканологических исследований.

Текстуры интрузивных основных пород

В отличие от лав подводных или наземных излияний формирование абсолютного большинства тел габбро-диабазов происходило на некоторой глубине от поверхности. Поэтому физико-химические условия рас-

кристаллизации магматического расплава, механизм его внедрения, форма магматической камеры были определяющими факторами при формировании структурных особенностей кристаллических фаз.

Массивная текстура — одна из наиболее характерных текстур интрузивных пород. Она характеризуется беспорядочным расположением одинакового размера минеральных индивидов, слагающих породу, благодаря чему габбро-диабазы имеют отчетливо выраженное полное кристаллическое, равномернозернистое сложение с однородной темно-зеленой, розовато-серой окраской. Массивная текстура наиболее часто отмечается в краевых и реже в других частях даек, силлов габбро-диабазов, а также в апикальных частях штокообразных тел.



Фиг. 133. Шпиревая текстура габбро-диабазов

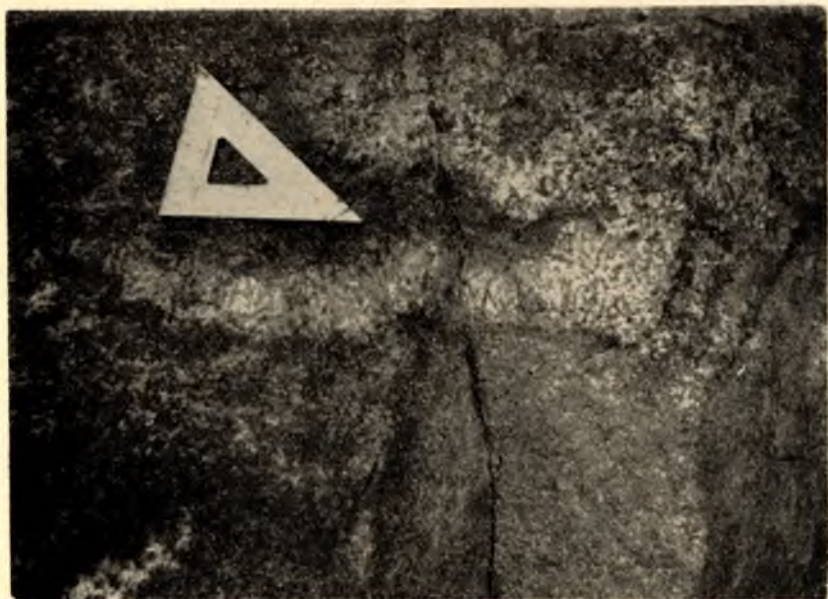
Шпиревая текстура устанавливается в тех случаях, когда в габбро-диабазе наблюдается скопление различной формы и размеров участков, имеющих более крупные размеры слагающих породу минералов, чем в основной массе породы. Шпиревые выделения, как правило, имеют небольшие размеры и вытянуты по длине дайки или параллельно контакту со вмещающими породами. Поскольку шпире сложены теми же самыми минералами, что и основная часть породы, то их окраска однородна с окраской вмещающих пород (фиг. 133).

Такситовая текстура, являющаяся разновидностью шпиревой, характеризуется наличием в породах участков — шпирей, сложенных преимущественно одним минералом (плагноклазом или роговой обманкой) более крупных размеров, чем в основной массе породы. Вследствие этого порода имеет неоднородное, разнотекстурное сложение и пятнистую окраску (фиг. 134).

Такситовая и шпиревая текстуры в самостоятельном виде отмечаются редко, чаще всего они устанавливаются в тесных сочетаниях, и в таких случаях породы имеют шпирево-такситовые текстуры.

Нередко среди тел габбро-диабазов, обладающих шпирево-такситовой текстурой, наблюдаются шпире пегматоидных габбро-диабазов или

альбититов. В большинстве случаев они обнаруживают в своем пространственном расположении отчетливый контроль со стороны пластовой отдельности и достаточно отчетливо выраженную зональность. Как правило, лежащий контакт шлиров имеет ровную резкую поверхность, строго параллельную плоскости пластовой отдельности, а висячий — расплывчатую, неровную, с многочисленными языками и апофизами. При этом некоторые из апофиз также четко приурочены к плоскости отдельности, перпендикулярной к пластовой. Наиболее характерные размеры шлиров $0,8 \times 0,3$ м, однако некоторые из них достигают $2,0 \times 0,5$ м. Эта текстура наиболее типична для средних частей маломощных даек или силлов габбро-диабазов.



Фиг. 134. Такситовая текстура габбро-диабазов.

Брекчиевидная текстура. Среди интрузивных образований ятулия отмечается весьма редко, и в наилучшей степени она проявлена в габбро-диабазе Чинозерского штока. Брекчиевидная текстура в данном случае обусловлена либо наличием в габбро-диабазовой массе остроугольных обломков различных размеров вмещающих пород, либо большим количеством обломков афанитовых, несколько эпидотизированных габбро-диабазов в среднезернистых или мелкозернистых разностях (фиг. 135).

В первом случае брекчиевидное строение интрузивных пород обусловлено захватом внедряющимся по зонам дробления расплавом обломков вмещающих пород, во втором случае брекчиевидная текстура является вторичной, наложенной на габбро-диабазы последующими тектоническими подвижками, вслед за их внедрением и началом кристаллизации. Поэтому брекчированные текстуры первого типа встречены в габбро-диабазе на довольно значительном удалении от контакта интрузии с вмещающими породами, а второго типа — непосредственно в зоне сорванного контакта габбро-диабазов, подвергнутых сильному тектоническому дроблению, притиранию и последующей эпидотизации.

Трахитоидная текстура обусловлена линейно-параллельным упорядоченным расположением удлиненных кристаллов плагиоклаза, реже — амфибола в некотором направлении. Трахитоидные габбро-диабазы имеют, как правило, в основной среднезернистой массе довольно большое количество крупных призматических кристаллов плагиоклаза, ориентированных в одном направлении. Нередко такая ориентировка лейст плагиоклаза подчеркивается несколько упорядоченным расположением рудных сегрегаций титано-магнетита и зерен роговой обманки.

Трахитоидность в некоторых случаях бывает также отчетливо выражена игольчатыми кристалликами темно-зеленой роговой обманки, в промежутках между которыми зерна плагиоклаза не обнаруживают четкой упорядоченности в своем размещении.



Фиг. 135. Брекчиевидная текстура габбро-диабазов оз. Чинозера.

Наблюдения за трахитоидностью габбро-диабазов, отвечающей первичномагматической ориентировке пороодообразующих минералов в процессе заполнения внедряющимся расплавом магматической полости (камеры), позволяет устанавливать морфологические особенности тел габбро-диабазов, условия их залегания и элементы внутренней структуры. Трахитоидная текстура (трахитоидность) наблюдается преимущественно в средних частях даек, силлов и штоков габбро-диабазов.

Миндалевидная текстура наименее характерна для внутреннего строения габбро-диабазов. Некоторые черты миндалекаменного сложения габбро-диабазы имеют главным образом в зоне непосредственного эндоконтакта среди мелкозернистых и афанитовых разновидностей габбро-диабазов. Во всех случаях, когда удавалось наблюдать миндалевидную текстуру, меланократовые габбро-диабазы имели средне-мелкозернистое сложение, слабую степень хлоритизации и пиритизации основной массы, в которой редкие миндалины отличались хлоритовым или хлорито-кварцевым зональным строением, округлой формой и размером

до 2 см. Миндалины располагались более или менее равномерно по массе породы, но только в зоне непосредственного эндоконтакта мощностью около 1 м. При этом в пространственном расположении миндалин какой-либо упорядоченности, как правило, не устанавливается. Миндалевидная текстура среди интрузивных пород наблюдалась в зонах контактов даек габбро-диабазов острова Северинсаари (оз. Сегозеро), Орчень-губы (оз. Сегозеро), силла Медные горы (р. Кумса), а также в некоторых силлах озер Янгозера и Маслозера.

Считаем необходимым подчеркнуть, что текстуры, не только типичные, но даже более или менее похожие на миндалекаменные текстуры в эффузивах, в габбро-диабазовых породах нами ни в одном случае не отмечались, точно так же, как среди интрузивных образований совершенно не отмечаются и шаровые текстуры.

Глава 8

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЯТУЛИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ

Достаточно убедительную информацию о первичной природе осадочных и эффузивных пород и их фациальной принадлежности дают материалы о их гранулометрии, составе, первичных текстурах и структурах. Все эти первичные признаки пород были охарактеризованы в предыдущем разделе. В дополнение к изложенному важно подчеркнуть, что в строении осадочных и эффузивных толщ ятулия наблюдаются закономерные и разнообразные изменения пород и их первичных признаков в вертикальном и горизонтальном направлениях. Эти изменения позволяют делать заключения о тенденциях развития природного процесса осадконакопления. Их суммарное выражение в виде ритмичности и цикличности осадочных толщ, а также в асимметричном строении покровов разного типа, дает основание говорить о текстурных признаках ятулийских толщ.

Ритмичность и цикличность ятулийских осадочных толщ

Наиболее характерной особенностью ятулийских осадочных толщ является их ритмичное и цикличное строение. Это убедительно доказано многими исследователями (Л. Я. Харитонов, 1941; В. А. Соколов, 1958; В. А. Шкворов, 1962; В. З. Негруца и др., 1963; Л. П. Галдобина, 1966), которые в полифациальных отложениях ятулия с разной отчетливостью установили направленную (регрессивную или трансгрессивную) повторяемость периодичности осадконакопления нескольких порядков: от мелких изменений, вызываемых сезонными явлениями, до крупных, обусловленных сменой режимов тектонических движений. Различный размах и периодичность тектонических движений обусловили, по нашим данным, появление в ятулийских отложениях осадочных и вулканогенно-осадочных циклов пяти порядков, которые соподчинены между собою и служат одной из основ стратиграфического деления ятулийских толщ.

Кроме циклов разного порядка, в ятулийских толщах были описаны малые ритмы — как бы элементарные ячейки цикличности осадочных толщ, каждая из которых отражает первый результат периодичности седиментации. И если осадочные циклы разного порядка часто устанавливаются после камеральной обработки собранного материала, то малые ритмы выявляются уже при описании обнажений. Поэтому, придавая большое значение изучению малых ритмов как показателей режима

осадкообразования в текстурных признаках осадочных толщ, мы с них и начинаем характеристику текстурных особенностей осадочных толщ.

Ритмичность осадочных толщ

Малые ритмы осадочных толщ имеют различное строение в разных пачках и толщах ятулия. При их выделении и описании учитывались: вещественный состав и гранулометрия осадков, их цвет, структурные и текстурные признаки, характер изменения пород внутри ритмов и границы между ритмами. По совокупности всех признаков были выделены ряды, типы, виды и разновидности малых ритмов (табл. 30).

Такая классификация ритмов, базирующаяся в основном на материалах об ятулийских отложениях Койкарско-Медвежьегорского, Сегозерского, Северо-Елмозерского и Чирка-Кемского типов, т. е. терригенных толщ, позволила на данном этапе их изучения, с одной стороны, систематизировать данные по многообразным характеристикам ритмов, а с другой, использовать эту систематику ритмов для выявления связи с фациальной классификацией ятулийских отложений. Так, разновидности и виды ритмов отражают характер фаций или групп фаций в разных фациальных обстановках.

Типы ритмов, объединяющие разное количество видов и разновидностей их, которые сменяют друг друга в вертикальном и горизонтальном разрезах, соответствуют разным фациальным обстановкам: бассейновой, прибрежно-бассейновой и континентальной. Ряды ритмов, которые устанавливаются при камеральной обработке материалов, включают по три типа ритмов и оттеняют в совокупности различие геотектонических условий, которые на разных отрезках геологической истории ятулия способствовали проявлению трансгрессий или регрессий на континенте с резкими колебательными движениями (I ряд ритмов) или на континенте с ослабленными тектоническими движениями (II ряд ритмов). В каждом ряду ритмов выделяются одинаковые по названию, например, бассейновые типы ритмов; тем не менее, они резко различаются между собою и развиты, как правило, на разных стратиграфических уровнях разреза ятулийских толщ.

Ниже дается описание ритмов (табл. 30).

I ряд ритмов

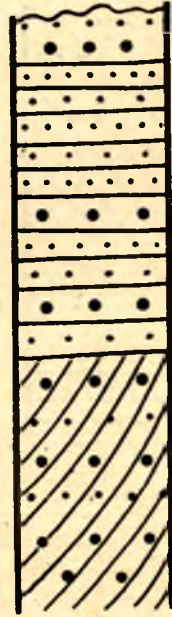
Этот ряд объединяет типы, виды и разновидности ритмов, которые образовались в условиях трансгрессии на континент, омоложенный резкими глыбовыми колебательными движениями. Он включает три типа ритмов, сменяющих друг друга в разрезе и по простиранию.

1 тип. Ритмы данного типа сложены крупно-, средне- и мелкозернистыми песчаниками, кварцито-песчаниками или кварцитами. Границы ритмов ровные, нечеткие, преобладают осадки с горизонтальной слоистостью.

A — вид. Мощность ритмов 8—12 м. В подошве их залегают крупно- и среднезернистые песчаники, кварцито-песчаники или кварциты, постепенно сменяющиеся средне- и мелкозернистыми осадками с различным содержанием цемента в кровле. Цемент кварцево-слюдистый, слюдистый, редко слюдисто-карбонатный. В породах наблюдается простая, реже прерывистая горизонтальная слоистость. Границы между ритмами без размывов, ровные, нечеткие. Осадки, слагающие ритмы I—A, широко

1 1

Сложены крупно-, средне-, реже мелкозернистыми песчаниками, кварцито-песчаниками или кварцитами. Преобладают горизонтально-слоистые текстуры

Б 6—10
и болееРовные,
без размы-
ва

Мелко-, средне- и крупнозернистые песчаники и кварцито-песчаники с постепенными переходами. Материал сортированный


Простая горизонтальная слоистость в кровле и крупная косая и слабо срезанная в подошве

Следуют друг за другом более 10 раз. Вверх по разрезу теряют четкость и увеличивают мощность за счет горизонтально-слоистых осадков

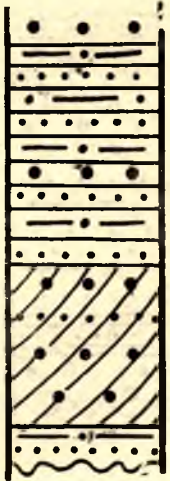
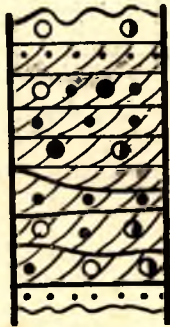
Переходят в ритмы 1—2—В

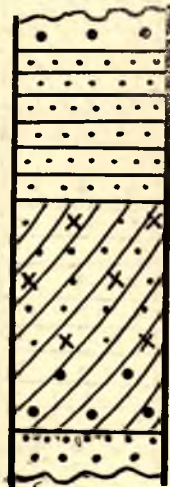
Глубокий бассейн, удаленный от берега с редкими донными течениями

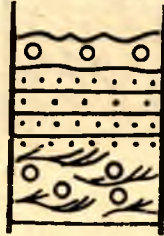
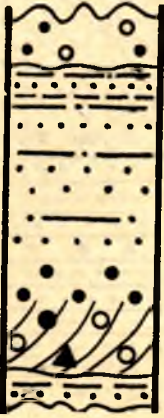
Классификация малых ритмов терригенных толщ ятулия Центральной Карелии



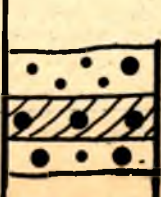
Генетический ряд	Тип ритма	Характерные признаки ритмов для данного типа	Вид	Мощность ритма, м	Характер границ между ритмами	Зарисовка ритма в м-бе 1 : 100	Набор пород в ритме (сверху вниз)	Текстурные особенности пород ритма	Повторяемость ритмов в разрезе	Сочетание с другими типами ритмов по горизонтам	Фациальные условия
1	1	Сложены крупно-, средне-, реже мелкозернистыми песчаниками, кварцито-песчаниками или кварцитами. Границы ритмов ровные. Преобладают горизонтально-слоистые текстуры	A	8—12	Ровные, без размыва, нечеткие		Песчаники, кварцито-песчаники, кварциты, мелко-, средне- и крупнозернистые в подошве. Хорошая сортировка материала	Простая горизонтальная слоистость, редко прерывистая	В разрезе повторяются более 10 раз	Переходят в ритмы 1—1—Б 1—2—В	Бассейн, удаленный от берега

I

1		В	2,0—5,0	Ровные, без размы- ва		Песчаники с базальным типом цемента или средне- и мелкозернистые. Средне- и крупнозернистые песчаники. Переходы постепенные. Сортировка материала слабая	Простая горизонтальная слоистость в кровле, крупная косая параллельная и слабо срезанная в подошве	Следуют друг за другом в разрезе до 7—10 раз и перекрываются горизонтальными осадками	Переходят в ритмы I—1—Б I—2—В	Бассейн с донными течениями
2	Гравелиты, крупно-, средне- и подчиненно мелкозернистые песчаники. Тектонические особенности прибрежного типа	А	1,0—3,0	Ровные, без размы- ва		Крупно-, реже среднезернистые песчаники, кварцевые гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Слабо сортированный материал	Крупная и мелкая параллельная слоистость	Следуют друг за другом до 6 раз	Переходят в ритмы I—2—Г I—3—А ¹	Прибрежные, пляжевые

Генетический ряд	Тип ритма	Характерные признаки ритмов для данного типа	Вид	Мощность ритма, м	Характер границ между ритмами	Зарисовка ритма в м-бе 1 : 100	Набор пород в ритме (сверху вниз)	Текстурные особенности пород ритма	Повторяемость ритмов в разрезе	Сочетание с другими типами ритмов по горизонтам	Фациальные условия
I	1	Сложены крупно-, средне-, реже мелкозернистыми песчаниками, кварцито-песчаниками или кварцитами. Границы ритмов ровные. Преобладают горизонтальнослоистые текстуры	Б ¹	1,5—15,0	Ровные, без размыва		Мелко-, средне- и крупнозернистые кварциты и кварцито-песчаники, преобладают среднезернистые. Хорошая сортировка материала	Горизонтальная слоистость в кровле и крупная параллельная и слабо срезанная в подошве, знаки ряби	Следуют друг за другом до 9—10 раз. Варьируют в мощности за счет увеличения горизонтальнослоистых осадков	Переходят в ритмы I—2—Г 1—1—А	Бассейн с донными течениями

Генетический ряд	Тип ритма	Характерные признаки ритмов для данного типа	Вид	Мощность ритма, м	Характер границ между ритмами	Зарисовка ритма в м-бе 1 : 100	Набор пород в ритме (сверху вниз)	Текстурные особенности пород ритма	Повторяемость ритмов в разрезе	Сочетание с другими типами ритмов по горизонтам	Фациальные условия
I	2	Гравелиты, крупно-, средне- и мелкозернистые песчаники. Текстуры особенности прибрежного типа	Б	0,8—2,5	Ровные, нечеткие		Мелко- и среднезернистые песчаники в кровле. Гравелиты с редкой галькой, в подошве рудный естественный шлик. Материал сортирован	Нечеткая горизонтальная слоистость в кровле и косоволнистая пучковидная в подошве	Следуют в разрезе до 15 раз	Переходят в ритмы I—1—Б I—1—А	Прибрежные. Намывная часть берега
			В	1,0—5,5	Неровные, со слабым размывом		В кровле тонкий слой сланца. Среднезернистые песчаники и песчаники с базальным цементом. Крупнозернистые песчаники с галькой и обломками сланца в подошве. Обломочный материал плохой сортировки	Горизонтальная слоистость в кровле. Крупная косая параллельная в подошве, знаки ряби, трещины усыхания	В разрезе прослежены до 6 раз	Переходят в ритмы I—1—Б I—3—Б	Мелкий пологий осушаемый берег с течениями устойчивого направления

Гравелиты, крупно- и подчиненно мелкозернистые песчаники. Текстуры с особенностями прибрежного типа	Г	1,5—5,0	Неровные, с глубоким размывом		В кровле тонкие слои сланца и среднезернистые кварцито-песчаники. В подошве крупно- и среднезернистые кварциты, кварцито-песчаники, реже песчаники, сортированные. Редкие обломки сланца. Присутствует пирит	Крупная слабо срезанная и параллельная слоистость. Знаки ряби и трещины усыхания	Прослежены в разрезе более 10 раз	Переходят в ритмы 1—1—Б 1—2—А	Берег с заливами, временами отчленяемыми и осушаемыми
	А	1,0—3,5	Слабоволнистые, без размыва		Среднезернистый песчаник в кровле. Крупно-грубозернистые песчаники с кварцевыми мелкогалечными конгломератами и гравелитами, несортированные	Крупная косяная параллельная слоистость	Прослежены в разрезе 8—9 раз	Переходят в ритмы 1—2—А	Речные русла с установившимся направлением воды
Конгломераты, гравелиты, крупнозернистые песчаники несортированные. Границы ритмов нечеткие	А¹	0,8—2,5			Крупнозернистые песчаники в кровле, гравелиты в подошве				

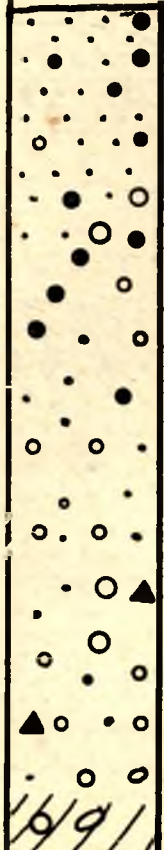
Конгломераты, гравелиты, крупнозернистые песчаники несортированные. Границы ритмов нечеткие

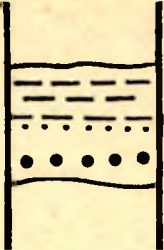
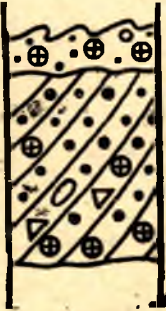
18—56

Косоволни-
стая пучковид-
ная слоистость
в кровле, круп-
ная косая па-
раллельная в
подошве

Переходят
в ритмы
I—I—Б

Речной поток
большой силы,
стержень рус-
ла

Генетический ряд	Тип ритма	Характерные признаки ритмов для данного типа	Вид	Мощность ритма, м	Характер границ между ритмами	Зарисовка ритма в м-бе 1:100	Набор пород в ритме (сверху вниз)	Текстурные особенности пород ритма	Повторяемость ритмов в разрезе	Сочетание с другими типами ритмов по горизонтам	Фациальные условия
1		Конгломераты, гравелиты, крупнозернистые песчанки несортированные. Границы ритмов нечеткие	Б	17—45	Нечеткие		Средне- и крупнозернистые песчанки с гравием и галькой в кровле. Крупногалечные конгломераты с гравием и крупнозернистыми песчаниками. Сортировка и окатанность обломочного материала плохая	Нечеткая крупная косая параллельная слоистость в подошве	Прослежены в разрезе 8—9 раз	Переходят в ритмы I—2—В	Речные, русловые

Генетический ряд	Тип ритма	Характерные признаки ритмов для данного типа	Вид	Мощность ритма, м	Характер границ между ритмами	Зарисовка ритма в м-бе 1:100	Набор пород в ритме (сверху вниз)	Текстурные особенности пород ритма	Повторяемость ритмов в разрезе	Сочетание с другими типами ритмов по горизонтам	Фациальные условия
I	3	Конгломераты, гравелиты, крупнозернистые песчаники несортированные. Границы ритмов нечеткие	Г	0,8—1,2	Неровные, с размытыми		Красновато-коричневые сланцы и алевролиты в кровле крупно-, среднезернистые песчаники с базальным цементом в подошве	Мелкая косая параллельная слоистость в подошве. Знаки ряби, трещины усыхания	Следуют в разрезе до 5—6 раз	Переходят в ритмы I—A	Речные поймы, старицы осушаемые
			Д	1,5—12	Слабоволнистые, отчетливые		Аркозовые, крупнозернистые песчаники в кровле. Крупногалечные и валунные гранитно-кварцевые конгломератобрекчии в подошве	Частью неслоистые. Крупная косая параллельная или слабо срезанная слоистость	Повторяются до 12 раз в разрезе. Не выдержаны по мощности и степени обработки обломочного материала		Наземные, временные потоки

1

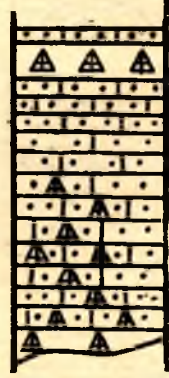
3

Конгломераты, гравелиты, крупнозернистые песчаники несортированные. Границы ритмов нечеткие

Е

0,3 - 0,5
0,5—3,0

Неровные,
отчетли-
вые






Аркозовые
песчаники,
среднезерни-
стые, с карбо-
натным цемен-
том в кровле.
Щебенчатые
гранитные
брекчии в по-
дошве

Стилолитовые
швы. Сло-
истость не
прослежена

В основании
более крупные
4 ритма. Верх-
няя часть мел-
коритмического
строения (5
ритмов)

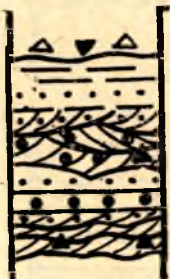
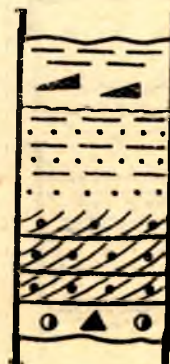
Элювий впадин


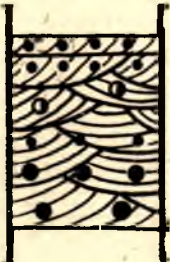
Яркоокрашенные алевролиты и сланцы, гравелиты крупно- и среднезернистые песчаники. Широкое разнообразие текстур. Сланцевые брекчи

Г	В ¹	1,0	Неровные, с размы- вом		Яркоокрашен- ные алевроли- ты и сланцы, гравелиты, сланцевые брекчи и крупнозерни- стые песчаники слабой сорти- ровки в по- дошве	Знаки ряби и трещины усы- хания, косая параллельная слоистость	В вертикаль- ном разрезе повторяются до 12 раз	Переходят в ритмы II—2—Д II—2—В ¹
	В ²	0,6—1,0			Темно-вишне- вые сланцы и мелкозерни- стые песчаники в кровле. В по- дошве граве- литы, крупно- и среднезерни- стые песчани- ки, сланцевые брекчи	Мелкие и крупные знаки ряби и трещи- ны усыхания. Волнистая и мульдобраз- ная, косая сла- бо срезанная и параллельная слоистость в подошве	Повторяются в разрезе до 7, 8 раз	Переходят в ритмы II—3—А
	Г ¹	0,6—1,0	Ровные, без размы- ва		Мелко- и тон- козернистые песчаники в кровле. Граве- литы или крупнозерни- стые песчани- ки в подошве, переходят вы- ше в средне- зернистые. Сортирован- ные	Неслоистые породы в кров- ле, косая мел- кая параллель- ная и слабо срезанная сло- истость, ред- ко, косовол- нистая в по- дошве	Прослежены до 6, 7 раз	Переходят в ритмы II—2—А II—3—Б

Прибрежные с временными осушениями, доволь-
но крутым берегом, возможно, частью наземные.
Береговые течения различной силы

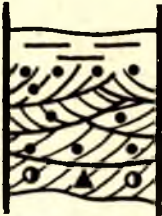

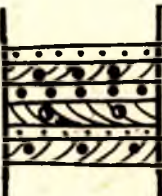
Прибрежные,
зона шельфа с
устойчивыми
береговыми те-
чениями

Генетический ряд	Тип ритма	Характерные признаки ритмов для данного типа	Вид	Мощность ритма, м	Характер границ между ритмами	Зарисовка ритма в м-бе 1:100	Набор пород в ритме (сверху вниз)	Текстурные особенности пород ритма	Повторяемость ритмов в разрезе	Сочетание с другими типами ритмов по горизонтам	Фациальные условия
II	2	Яркоокрашенные алевриты и сланцы, гравелиты крупно- и среднезернистые песчаники. Широкое разнообразие текстур. Сланцевые брекчии	Б	0,7—1,5			Коричневато-красные алевриты и сланцы, средне- и крупнозернистые песчаники. Сланцевые брекчии.	Мелкая косая параллельная и слабосрезанная полого-волнистая и пучковидная слоистость	Прослежены до 7 раз	Переходят в ритмы II—3—А ¹ II—3—А	Берег мелкого осушаемого моря, косы, бары, пересыпи
			В	1,0—3,8	Неровные, с размывом		Красновато-коричневые алевриты и песчано-глинистые сланцы в кровле. Гравелиты с обломками сланца, крупно- и среднезернистые песчаники слабо сортированные	Горизонтальная слоистость, знаки ряби, симметричные трещины усыхания в кровле. Мелкая косая параллельная слоистость в подошве	В вертикальном разрезе повторяются до 12 раз	Переходят в ритмы II—2—Д II—2—В ¹	Прибрежные с временными осушениями, довольно крутым берегом, возможно, частью наземные. Береговые течения различной силы

Генетический ряд	Тип ритма	Характерные признаки ритмов для данного типа	Вид	Мощность ритма, м	Характер границ между ритмами	Зарисовка ритма в м-бе 1:100	Набор пород в ритме (сверху вниз)	Текстурные особенности пород ритма	Повторяемость ритмов в разрезе	Сочетание с другими типами ритмов по горизонтам	Фациальные условия
1	2		Д	2,5—3,0	Четкие, слабоволнистые, без размыва		Среднезернистые песчаники в кровле. Гравелиты (хорошо окатанные) и крупнозернистые песчаники	Мелкая косая параллельная и слабо срезанная слоистость	Прослежены до 3 раз	Переходят в ритмы П—2—Д ¹ П—2—В	Прибрежные, пляжевые с устойчивым течением
			Д ¹				Среднезернистые песчаники в кровле. Хорошо окатанные гравелиты и крупнозернистые песчаники со слоями рудного песчаника в подошве серий и слоев	Мелкая косая слабо срезанная и волнистая — мультобразная слоистость	Прослежены 1—2 раза	Переходят в ритмы П—2—Д П—3—А	Прибрежные, пляжевые с береговыми намывными волнами

II 3

Грубозернистый несортированный материал, косая слоистость перекрестного типа

А	0,8 -2,2	Неровные, с глубоким размывом		Красновато-коричневые сланцы и алевролиты в кровле и в виде слойков в сериях, гравелиты и крупнозернистые песчаники со сланцевыми брекчиями в подошве. Осадок не сортирован	Знаки ряби и трещины усыхания в кровле, косая слоистость перекрестная. Серии клиновидной и неправильной формы	Прослежены 2—3 раза	Переходят в ритмы II—2—Д ¹ II—2—В ² II—3—А ¹	Берег с сильным прибоем, влияние впадающей реки
А ¹	0,3—0,7					Встречены в разрезе более 10 раз	Переходят в ритмы II—2—Б II—2—Д	
Б	0,3—0,4	Ровные, без размыва		Средне- и крупнозернистые песчаники в кровле. Гравелиты, крупнозернистые песчаники в подошве	Неслоистая текстура в кровле. Мелкая косая параллельная разнонаправленная слоистость в подошве	Прослежены в разрезе более 10 раз	Переходят в ритмы II—2—Г II—2—А II—1—А	Сильные устойчивые течения, плащевые потоки, возможно наземные

распространены в пределах нижнего ятулия северной части Центральной Карелии. Ритмами данного типа сложены верхние части разреза первой и, частью, второй пачек нижнего ятулия районов озер Елмозера, Маслозера, Воломы. При этом осадки, слагающие ритмы в разрезах второй пачки, представлены кварцито-песчаниками и кварцитами с различным содержанием кварцево-слюдистого цемента. В разрезах первой пачки цемент песчаников слюдистый и, реже, кварцево-слюдистый.

Подобного типа ритмы слагают также разрез первой пачки нижнего ятулия в районе оз. Сегозера, западного и восточного его берегов, где прослежено по 2 ритма типа I—I—A. В отличие от ритмов района оз. Елмозера, здесь в песчаниках наблюдается слюдисто-карбонатный цемент. Аналогичное строение имеют отложения средней осадочной толщи ятулия района западного берега озер Сегозера и Елмозера.

Б — вид. Ритмы I—I—Б имеют мощность 6—10 м и более. В подошве ритмов залегают крупно- и среднезернистые осадки, в кровле — средне- и мелкозернистые; между ними наблюдаются постепенные переходы. Породы сложены сортированным материалом. Песчаники подошвы ритма обладают крупной косо-параллельной слоистостью, верхнюю, большую, часть ритма слагают горизонтально-слоистые песчаники и кварцито-песчаники. Границы ритмов четкие, ровные, без размывов. Ритмы I—I—Б слагают разрезы первой пачки нижнего ятулия в районах озер Елмозера, Селецкого, Воломы и Лубосалмы. Подобные ритмы, менее четко выраженные, прослежены в осадках среднего ятулия (района западного берега озер Сегозера и Елмозера).

Разновидность данного вида — ритмы I—I—Б¹. Они обладают мощностью от 1,5 до 15 м, имеют в основании среднезернистые, реже — крупнозернистые кварцито-песчаники и кварциты с косо-слоистостью в крупных параллельных сериях. Верхняя часть ритма сложена средне- и мелкозернистыми кварцито-песчаниками и песчаниками, горизонтально-слоистыми, местами со знаками ряби на плоскостях напластования. Границы ритмов ровные, четкие. Осадки обладают хорошей сортировкой и незначительным содержанием кварцево-слюдистого цемента. Ритмы I—I—Б¹ слагают разрезы второй пачки нижнего ятулия на большой площади Центральной Карелии к северу и северо-западу от широты озер Елмозера — Селецкого — Лубосалмы.

В — вид. Ритмы I—I—В обладают мощностью от 2 до 5 м. В подошве ритмов залегают крупнозернистые, слабо сортированные косо-слоистые песчаники, постепенно к кровле ритма переходящие в среднезернистые и мелкозернистые породы, горизонтально-слоистые, с различным содержанием слюдистого цемента. В песчаниках подошвы развита крупная косая параллельная слоистость, нередко в сочетании с крупной косо-слабосрезанной. В кровле в песчаниках прослежена простая горизонтальная слоистость. Ритмы в разрезе следуют друг за другом без размывов, границы между ними ровные. Ритмы I—I—В слагают разрез первой пачки нижнего ятулия в районе западного берега оз. Сегозера и оз. Елмозера.

Ритмы I типа формировались в бассейнах, более или менее удаленных от берега, с донными течениями и с осаждением материала различной сортировки.

2 тип. Ритмы сложены гравелитами, крупно-, средне- и подчиненно-мелкозернистыми песчаниками. Для данного типа определено четыре вида ритмов.

А — вид. Ритмы I—2—А имеют мощность 1—3 м. Большая часть ритма сложена переслаиванием мелкогалечных кварцевых конгломератов или гравелитов с крупнозернистыми песчаниками. В кровле ритма

залегают средне-, реже крупнозернистые песчаники и кварцито-песчаники. Обломочный материал хорошо отсортирован. В породах прослежена крупная и мелкая косая параллельная слоистость, однонаправленная, реже разнонаправленная. Границы между ритмами без размывов, ровные. Ритмы I—2—А прослежены в разрезах второй пачки нижнего ятулия в районе южного берега оз. Сегозера и д. Остречье.

Б — вид. Ритмы I—2—Б имеют мощность 0,8—2,5 м. Они сложены в подошве гравелитами с редкой галькой и крупнозернистыми или мелко-, среднезернистыми песчаниками и кварцито-песчаниками в кровле. В гравелитах и песчаниках широко развита косоволнистая пучковидная слоистость со слойками естественного рудного шлиха. Сортировка и окатанность обломочного материала хорошая. Границы ритмов нечеткие, ровные. Ритмы I—2—Б прослежены в разрезах средней части нижней подпачки первой пачки нижней осадочной толщи ятулия районов озер Энингивара, Пизанец, Маймъярви, Суоярви.

В — вид. Ритмы I—2—В обладают мощностью 1,0—5,5 м. Основание ритмов сложено крупно- и грубозернистыми, плохо сортированными песчаниками с редкой галькой кварца и обломками сланца, реже — конгломератами. Величина зерен песчаников постепенно убывает в верхней части ритмов, где наблюдается чередование слойков среднезернистого песчаника с различным содержанием кварцево-слюдистого цемента. В кровле ритмов залегают красновато-коричневые песчано-глинистые сланцы или алевролиты, на плоскостях напластования их встречены трещины усыхания. В гравелитах и песчаниках нижней части ритма прослежена крупная косая параллельная слоистость. Границы ритмов неровные, со слабым размывом. Ритмы I—2—В слагают разрезы нижней пачки нижнего ятулия районов к северо-востоку от оз. Аконъярви и о. Лехта-1, 2 оз. Сегозера.

Г — вид. Ритмы I—2—Г, мощностью от 1,5 до 5 м, имеют в основании крупно- и среднезернистые кварцито-песчаники, нередко с обломками сланца и крупной косой параллельной слоистостью. Верхняя часть ритма сложена мелко- и среднезернистыми песчаниками, косая слоистость параллельная и слабосрезанная. В кровле ритмов залегают тонкие прослои светлос-зеленых, иногда с розовым оттенком сланцев. На плоскостях напластования наблюдаются знаки ряби и трещины усыхания. В сланцах содержится большое количество крупных, до 1 см, кристаллов пирита; включения мелких кристаллов наблюдаются и в песчаной части ритма. Ритмы с размывом налегают друг на друга, нередко сланцы кровли при этом разрушены целиком. Ритмы I—2—Г слагают разрезы второй пачки нижнего ятулия и прослежены в районе восточного берега сз. Сегозера.

Ритмы второго типа в целом характеризуют прибрежную фациальную обстановку крупного бассейна различных по строению берегов: пляжевых, несколько удаленных от берега (I—2—А); с намывом естественного шлиха (I—2—Б); пологого берега, временами осушаемого (I—2—В) и берега заливов с периодическим стчленением (I—2—Г) от бассейна.

3 тип. Ритмы данного типа характеризуются несортированным, грубозернистым сложением, большой мощностью ритмов и нечеткостью границ.

А — вид. Ритмы I—3—А имеют мощность 1,0—3,5 м. Подошва ритма сложена кварцевыми мелкогалечными конгломератами с галькой овальновытянутой и угловатой формы. Выше залегают грубо- и крупнозернистые песчаники. Сортировка обломочного материала слабая, наблюдается постепенное уменьшение размера обломочного материала

к кровле. В кровле ритма залегают среднезернистые песчаники. В породах прослежена крупная косая параллельная слоистость, серии повторяются в пределах ритма до 6 раз. Границы ритмов нечеткие, ровные. Ритмы I—3—А слагают разрезы первой пачки нижней осадочной толщи ятулия в районах д. Плаковара и г. Медвежьегорска. В разрезах этих же райсов отмечена разновидность данного вида, ритмы I—3—А'. Они отличны от вышеуказанных несколько меньшей мощностью, 0,8—2,5 м, и сложены более мелким обломочным материалом; в них отсутствуют конгломераты.

Б — вид. Ритмы I—3—Б обладают мощностью от 17 до 45 м. В подошве ритма залегает крупногалечный конгломерат и крупнозернистый гравелит, постепенно к кровле сменяющийся мелксернистым гравелитом, крупно-среднезернистым песчаником. Обломочный материал отсортирован плохо. В подошве ритмов прослежена нечеткая крупная косая параллельная слоистость. Границы ритмов нечеткие, ровные. Ритмы I—3—Б прослежены в низах разреза первой пачки нижнего ятулия в районах к востоку от псс. Гимолы и оз. Маймъярви.

В — вид. Ритмы I—3—В имеют мощность 18—56 м. В подошве ритма залегают валунные конгломераты, валуны овальновытянутой, угловато-окатанной формы. В конгломератах прослежена косая, очень крупная параллельная слоистость. Постепенно валуны к кровле исчезают, и верхняя часть ритма сложена гравелитами и крупнозернистыми песчаниками с примесью гравия; прослежена косоволнистая пучковидная слоистость. Границы ритмов резкие, с размывом. Ритмы I—3—В слагают нижнюю часть первой пачки разреза нижнего ятулия района горы Эннигивара.

Г — вид. Ритмы I—3—Г имеют мощность 0,8—1—2 м. В подошве ритма залегают крупно- и среднезернистые песчаники со слюдисто-карбонатным цементом базального типа цементации. Порода неслоиста, изредка наблюдается мелкая косая параллельная слоистость. Кровля ритмов сложена красновато-коричневыми песчано-глинистыми сланцами и алевролитами, на плоскостях напластования которых наблюдаются трещины усыхания и знаки ряби. Ритмы I—3—Г развиты локально и прослежены лишь в верхней части первой пачки среднего ятулия в районе восточного берега оз. Сегозера.

Д — вид. Ритмы I—3—Д имеют не выдержанную мощность, от 1,5 до 12 м. В подошве ритмов залегают гранитные и гранито-кварцевые конгломерато-брекчии, переходящие в кровле в аркозовые крупнозернистые песчаники. В породах прослежена косая крупная параллельная или слабосрезанная слоистость, нередко мощность серии равна мощности ритма. Обломочный материал, слагающий ритм, слабо окатан, плохой сортировки. Обломочный материал мелкой фракции не окатан, зерна кварца и полевого шпата имеют угловатую форму. Вверх по разрезу обломочный материал в ритмах становится более окатанным и возрастает мощность ритмов. Границы между ритмами отчетливые, слабо волнистые. Ритмы повторяются в разрезе до 12 раз. Ритмы I—3—Д слагают нижнюю часть разреза первой пачки нижнего ятулия в районе о. Гриданосари и к северо-востоку от пос. Гумарино. Формирование осадков происходило в условиях континента с наземными потоками.

Е — вид. Ритмы I—3—Е обладают мощностью от 0,3—0,5 до 1,5—3,0 м. В основании ритмов залегают гранитные брекчии с размером обломков до 10—15 см, цемент представлен мелкощебенчатым гранитным материалом с карбонатом. Количество обломочного материала убывает к кровле ритма, и порода переходит в аркозовый песчаник с карбонат-

ным цементом с прослоями карбонатной породы. Границы ритмов отчетливые, неровные. Слоистости внутри ритмов не обнаружено. Мощность ритмов убывает вверх по разрезу до 0,3—0,5 м. В подошве мелких ритмов залегают щебенчатые гранитные брекчии, в кровле — среднезернистые песчаники с карбонатным цементом; местами в них прослежена косая слоистость. Ритмы I—3—Е повторяются в разрезе до 8 раз. Осадки с ритмами I—3—Е известны в подошве нижнего ятулия восточного берега оз. Сегозера (Глухая губа) и оз. Пизанец.

Ритмы 3 типа формировались в условиях континента и характеризуют собой некоторые аллювиальные, а возможно, и элювиальные фации. Ритмы I—3—А, А¹ отражают, вероятно, русловые отложения, небольшие по величине и силе течения реки. В условиях речного потока большой силы в стержневой его части формировались, вероятно, ритмы I—3—В и I—3—Б. Ритмы I—3—Г характеризуют условия поймы с временными осушениями. Видимо, осадки в ритмах I—3—Г и I—3—Д формировались в условиях действия наземных потоков и заполнения впадин рельефа элювиальными брекчиями.

II ряд ритмов

Этот ряд включает типы, виды и разновидности ритмов, образовавшихся при трансгрессии и частично регрессии на плоский континент в периоды ослабленных тектонических движений. Для пород, слагающих в этом ряду ритмы разного типа, характерны красноцветность, более широкое развитие глинистых сланцев, текстурные признаки мелководья и периодического осушения. Здесь выделяется три типа ритмов.

I тип. Ритмы данного типа сложены крупно- (преобладающие), средне- и мелкозернистыми песчаниками и кирпично-красными сланцами и алевролитами.

А — вид. Ритмы II—1—А обладают мощностью от 2 до 14 м. Большая, нижняя, часть ритма сложена чередованием крупно-, средне- и мелкозернистых песчаников. В песчаниках местами прослежена крупная волнистая — мульдобразная и косая параллельная слоистость. В кровле ритмов залегают кирпично-красные сланцы и алевролиты, горизонтально-слоистые со слоями песчаника. Границы ритмов слабоволнистые, без размыва. Ритмы II—1—А прослежены на большой площади. Они слагают разрезы нижней подпачки второй пачки верхнего ятулия в районе западного и северо-восточного берегов оз. Сегозера и оз. Елмозера и, частично, разрезы III пачки нижнего ятулия в районе оз. Елмозера. Ритмы данного вида формировались в условиях периодически осушаемого мелководного бассейна с донными течениями. Ритмы II—1—А¹ имеют мощность 0,07—0,1 м, сложены в подошве средне- и мелкозернистыми песчаниками со слюдисто-карбонатным цементом и коричневатокрасными сланцами и алевролитами в кровле. Границы ритмов четкие. Ритмы II—1—А² прослежены в разрезе кровли средней подпачки первой пачки верхнего ятулия района о. Макконсари (оз. Сегозеро); подобную, но еще более мелкую ритмичность наблюдаем в горизонтально-слоистых осадках кровли первой пачки верхнего ятулия по всей площади района озер Сегозера — Елмозера. Для формирования такого типа осадка, видимо, требовались условия мелководного замкнутого высыхающего временами бассейна или мелких ваттов (ритм II—1—А¹).

2 тип. Ритмы второго типа сложены гравелитами и менее крупно- и среднезернистыми песчаниками. Значительную часть ритмов составляют сланцы и алевролиты с разнообразием текстурных признаков.

А — вид. Ритмы II—2—А имеют мощность от 0,6—1,0 до 2—3,5 м. В подошве ритма крупно- и среднезернистые песчаники с примесью гравия, прослежена мелкая косая слоистость, параллельная и слабосрезанная. В кровле ритма залегают кирпично-красные сланцы и алевролиты, горизонтальнослоистые; на плоскостях напластования обилие знаков ряби и трещины усыхания различных морфогенетических типов. Границы ритмов неровные, с карманами размыва, сланцевыми брекчиями в подошве ритмов.

Разновидностью данных ритмов являются ритмы II—2—А¹, сходные по строению с предыдущими, но отличные наличием волнисто-мульдообразной слоистости в песчаниках. Мощность ритмов II—2—А¹ несколько большая и достигает 1,5—5,0 м. Ритмы II—2—А слагают разрезы третьей пачки нижнего ятулия в районах западного и восточного берегов оз. Сегозера, оз. Елмозера и д. Плаковара. Ритмы II—2—А и, частью, II—2—А прослежены на площади озер Сегозера, Елмозера и Селецкого в разрезах нижней части второй пачки верхнего ятулия.

Б — вид. Ритмы II—2—Б обладают мощностью 0,7—1,5 м. В основании ритмы сложены крупнозернистыми песчаниками с обломками сланца к кровле, переходящими в средне- и мелкозернистые песчаники. В песчаниках прослежена мелкая косая, параллельная, нередко разнонаправленная и слабосрезанная, с различной формой серийных швов, пологоволнистая и косоволнистая пучковидная слоистость. Кровля ритмов сложена коричневатокрасными сланцами и алевролитами. Ритмы налегают друг на друга с размывом, нередко сланцы и алевролиты кровли размывы полностью. Ритмы II—2—Б слагают разрез первой пачки верхнего ятулия в районе оз. Елмозера и частично прослежены в разрезе района о. Макконсари.

В — вид. Ритмы II—2—В, мощностью 1,0—3,8 м, имеют в подошве гравелиты с обломками сланца. Выше в ритме залегают крупно- и среднезернистые песчаники со значительным содержанием цемента и слоями песчано-глинистого сланца. Кровля ритмов сложена красноватокоричневыми песчано-глинистыми сланцами, алевролитами, тонкими слоями песчаника и гематитового сланца. Породы горизонтальнослоисты, на плоскостях напластования обилие знаков ряби и трещин усыхания. В песчаниках нижней части ритма прослежена мелкая косая параллельная слоистость. Границы ритмов неровные, с размывом. Ритмы II—2—В¹ — разновидность данного вида и отличаются мощностью, достигающей 1 м. и отсутствием в верхней части ритма слоев гематитового сланца. Ритмы II—2—В² имеют мощность 0,6—1,0 м. В подошве ритмы сложены гравелитами и сланцевыми брекчиями, выше — крупно- и среднезернистыми песчаниками. В кровле залегают темно-вишневые сланцы со знаками ряби и трещинами усыхания на плоскостях напластования. В осадках от подошвы к кровле прослежена смена мелкой косой параллельной слоистости, слабосрезанной и, выше, мелкой, волнистой — мульдообразной. Границы ритмов неровные, с размывом. Ритмы II—2—В² наблюдаются в разрезе первой пачки верхнего ятулия района южного берега оз. Сегозера.

Г — вид. Ритмы II—2—Г, мощностью 0,7—3,7 м, сложены в подошве крупно- и среднезернистыми песчаниками, постепенно переходящими в мелко- и тонкозернистыми в кровле. Песчаникам подошвы свойственна мелкая косая слабосрезанная слоистость и косоволнистая. Песчаники кровли несистемы. Границы ритмов ровные, без размывов. Ритмы II—2—Г слагают нижнюю часть третьей пачки нижнего ятулия района западного берега оз. Сегозера. Ритмы II—2—Г¹ имеют мощность 0,6—1,0 м, по строению сходны с ритмами II—2—Г. В подошве ритмов зале-

гает гравелит, выше средне- и мелкозернистый песчаник. Породы обладают мелкой косой параллельной и слабосрезанной слоистостью. Границы ритмов ровные, без размывов. Ритмы II—2—Г¹ слагают часть разреза первой пачки верхнего ятулия южного берега оз. Сегозера.

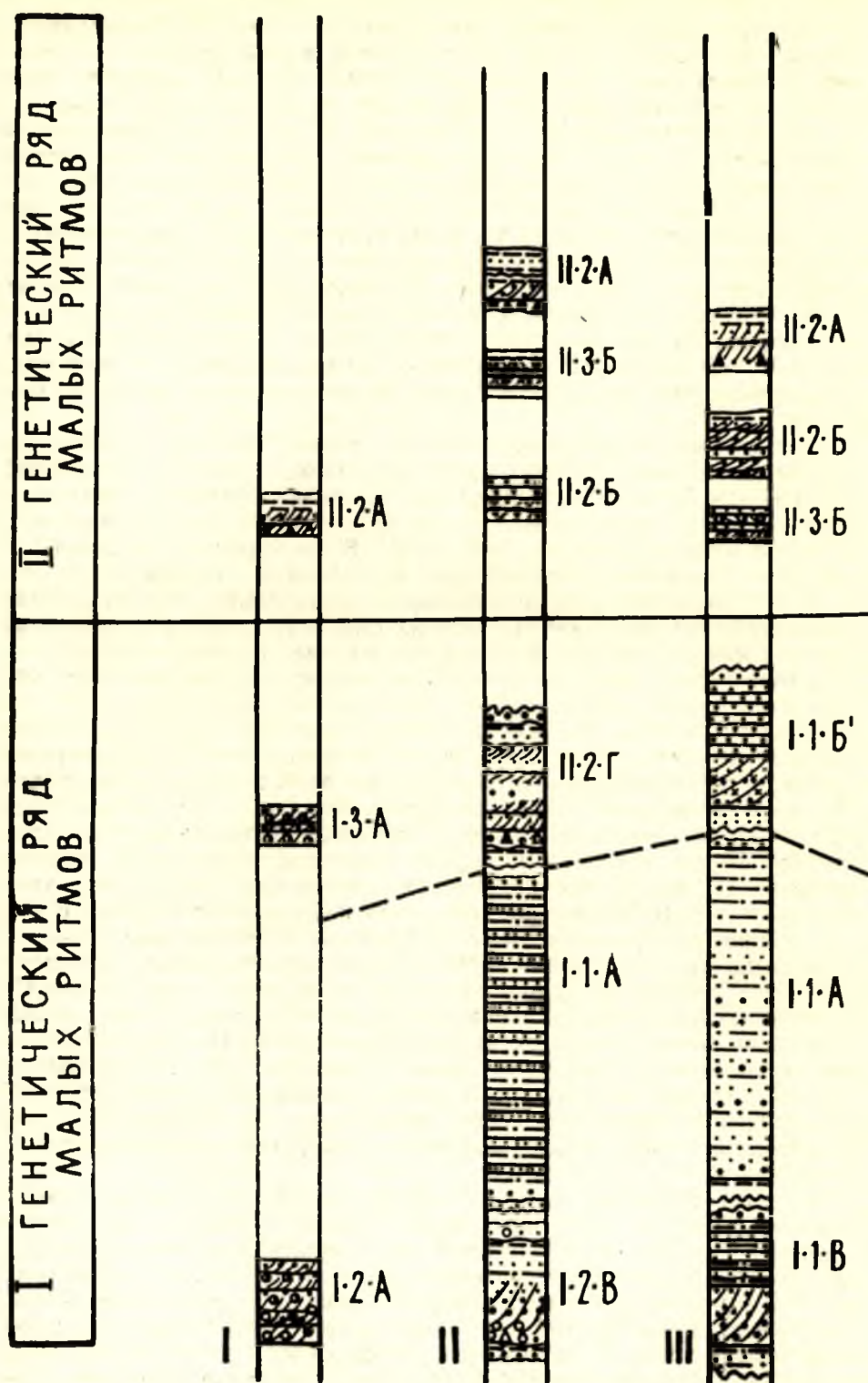
Д — вид. Ритмы II—2—Д, мощностью 2,5—3,0 м, в большей своей части сложены хорошо отсортированными и окатанными гравелитами и крупнозернистыми песчаниками, которые в кровле переходят в среднезернистые разности. В породах прослежена мелкая ксая параллельная и слабосрезанная слоистость. Границы ритмов четкие, слабоволнистые, без размывов. Ритмы II—2—Д прослежены в разрезах первой пачки верхнего ятулия района оз. Елмозера. Разновидность данных ритмов II—2—Д¹ сходна по строению с ритмами II—2—Д и наблюдалась в разрезе первой пачки верхнего ятулия района Макконсари. Ритмам II—2—Д¹ свойственна волнистая — мульдообразная слоистость, в подошве серий и слоев обнаружено скопление рудного минерала.

По комплексу первичных признаков ритмы 2 типа формировались в прибрежной части мелководного, временами осушаемого бассейна. Ритмы II—2—А, А¹, Б формировались в условиях пологого, часто осушаемого берега с береговыми течениями, нередко с присутствием кос, пересыпей и баров. Ритмам II—2—В, В¹, В² свойственны признаки берега более крутого, с устойчивыми и сильными течениями. Ритмы II—2—Г, Г¹ отвечают условиям шельфа с устойчивыми течениями, признаков осушения не имеют. В условиях галечного пляжа на значительном удалении от берега формировались, видимо, и ритмы II—2—Д¹.

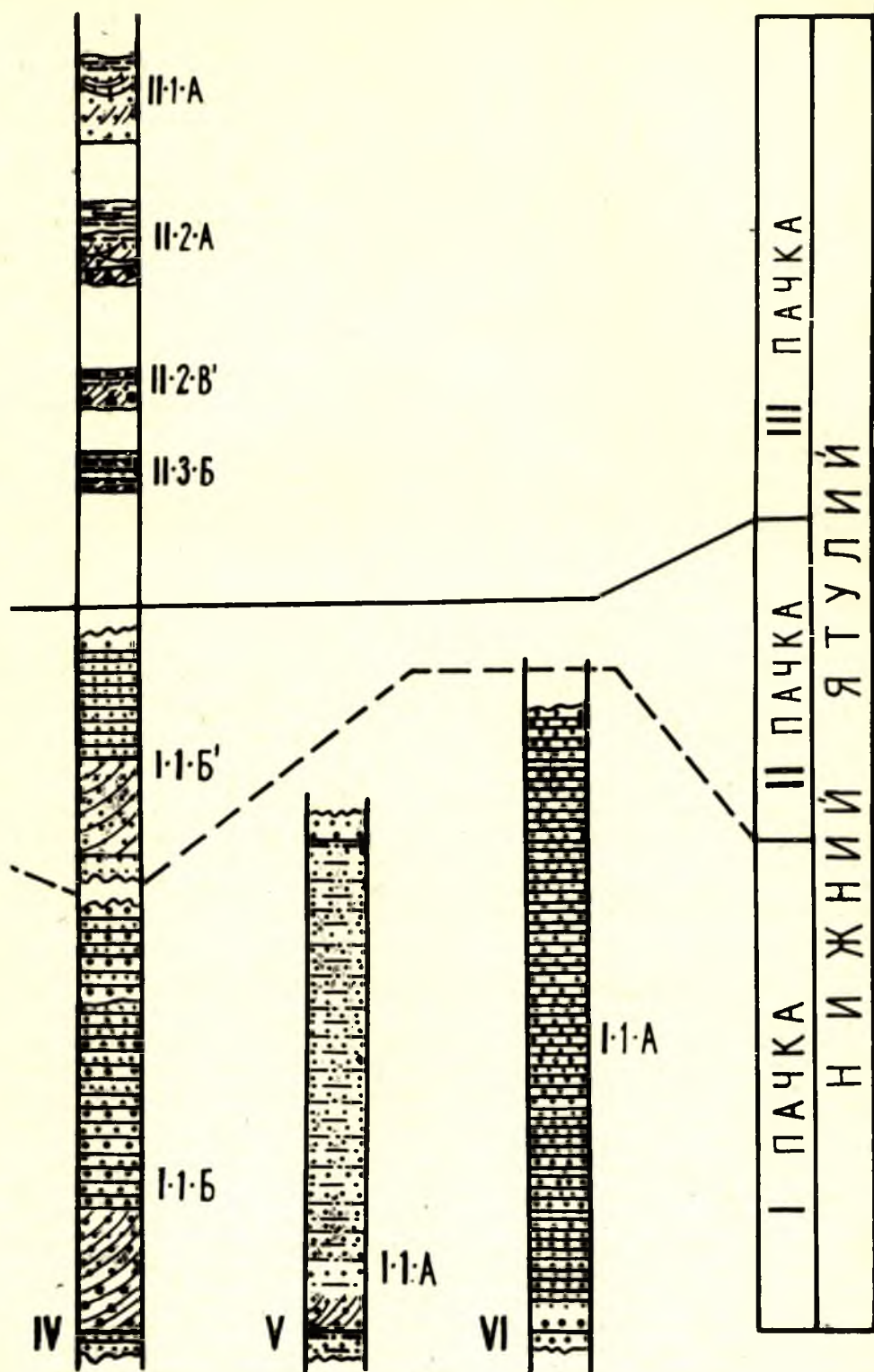
3 тип. Ритмы третьего типа характерны грубозернистым составом пород и наличием неправильной перекрестной косой слоистости.

А — вид. Ритмы II—3—А достигают мощности 0,8—2,2 м. От подошвы к кровле в ритмах наблюдается нечеткая смена обломочного материала, от гравелитов и грубозернистых песчаников до алевролитов и сланцев. Сортировка материала слабая. В породах прослежена перекрестная косая слоистость. Серии клиновидной, линзовидной и мульдообразной формы срезают друг друга. Величина серий также широко варьирует. На плоскостях напластования встречены знаки ряби и трещины усыхания. В подошве ритмов и серий наблюдаются обломки сланцев. Границы ритмов неровные, с глубоким размывом. Ритмы II—3—А прослежены в разрезе первой пачки верхнего ятулия района восточного берега оз. Сегозера. К данному же виду отнесены ритмы II—3—А¹. В районе оз. Макконсари в разрезе верхней подпачки первой пачки верхнего ятулия встречены ритмы, подобные ритмам II—3—А. Они сложены гравелитами, грубозернистыми песчаниками плохой сортировки с обилием крупнообломочного материала. Наблюдается глубокий размыв сланцев и алевролитов кровли каждого ритма. Отличие этой разновидности и в значительно меньшей мощности ритма, достигающей 0,3—0,7 м.

Б — вид. Ритмы II—3—Б, мощностью 0,3—0,4 см, состоят из двух элементов, четко отграниченных друг от друга. Гравелит или крупнозернистый песчаник с карбонатным или слюдяным цементом нижней части ритма, представленный одной серией параллельной косой слоистости, мощностью 0,1—0,15 м, перекрывается неслоистым мелко- или тонкозернистым песчаником со значительным содержанием цемента. Ритмы следуют друг за другом без размыва. Косая слоистость в соседних ритмах разнонаправленная. Ритмы II—3—Б широко развиты в осадках третьей пачки района озер Сегозера — Елмозера и прослежены также около оз. Пюкс,



Фиг. 138. Пример сочетания в вертикальном разрезе малых ритмов I и II генетиче
I — д. Плакковара; II — восточный берег оз. Серозера; III — западный



ских рядов и смены малых ритмов каждого генетического ряда по горизонтали:
 берег оз. Сегозера; IV— оз. Липъярви; V, VI— д. Шалговара.

Ритмы третьего типа формировались и в континентальных условиях. Причем, ритмы II—3—А, А¹ имеют признаки аллювиальных и аллювиально-прибрежных фациальных условий. Ритмы II—3—Б отвечают осадкам с широким влиянием плащевых периодических потоков, разнообразных по направлению и значительных по силе течений, возможно, наземных.

О распределении охарактеризованных выше основных разновидностей, видов и типов ритмов в составе ятулийских терригенных толщ можно судить по фиг. 136, 137, 138. На профиле Медвежьегорск — Елмозеро видно, что разновидности, виды и типы ритмов в пределах рядов обо-

Таблица 31

Фациальная принадлежность ритмов

Фациальная классификация	Классификация ритмов	
Формационные ряды, формации	Ряды ритмов	I трансгрессии (регрессии) в условиях резких колебательных движений. II трансгрессии (регрессии) с ослабленными тектоническими движениями.
Фациальная обстановка	Типы ритмов	1. Бассейновые типы ритмов. 2. Прибрежно-бассейновые типы ритмов. 3. Континентальные типы ритмов.
Группа фаций, фации	Виды ритмов и разновидности	А, Б, В, и т. д.

соблюдаются пространственно и сменяют друг друга в вертикальном и горизонтальном направлениях. Сочетание разновидностей, видов, типов и рядов ритмов в составе ятулийских отложений отражает периодичность осадконакопления более высших порядков, которая находит свое выражение в цикличности строения осадочных толщ (табл. 31).

ЦИКЛИЧНОСТЬ ЯТУЛИЙСКИХ ТОЛЩ

При описании в разрезах ятулия цикличности разного порядка мы вслед за Л. Н. Ботвинкиной (1956) понимаем под циклами комплексы отложений, связанных определенной направленностью изменений суммы первичных признаков пород и малых ритмов. При выделении цикличности разного порядка значительное внимание обращалось на установление сопряженности циклов со стратиграфическими единицами, а также с фациальными особенностями ятулийских отложений. Такая сопряженность сама по себе представляет важную особенность для разработки принципов фациально-циклического анализа докембрийских толщ и дает необходимое обоснование для стратиграфического расчленения и фациальных сопоставлений ятулийских отложений.

В табл. 32 показано, что в составе ятулия выделяется цикличность пяти порядков, из которой также следует соподчиненность разного порядка цикличности ятулийских отложений и синхронных им стратиграфических или фациальных единиц.

Соподчиненность цикличности, фациальных характеристик и стратиграфических единиц в ятулии

Цикличность (циклы)	I порядок	II порядок	III порядок	IV порядок	V порядок
Ритмы	Виды и разновидности	Типы ритмов	Ряды ритмов		
Стратиграфические единицы	Подпачка	Пачка	Подтолща (сочетание пачек)	Подотдел (толща)	Отдел
Фациальная характеристика	Фация, группа фаций	Фациальные обстановки	Сочетание фациальных обстановок	Формации	Ряды формаций
Границы (в разрезе)	Постепенные переходы, размывы	Внутриформационные размывы	Более или менее крупные перерывы	Континентальные перерывы с четкими размывами; магматизм	Складчатость, магматизм
Характер тектонических движений	Мелкие пульсационные тектонические движения, изменение климатических условий	Блоковые дифференцированные колебательные движения одного знака	Блоковые колебательные движения разного знака	Законченные трансгрессивно-регрессивные тектонические циклы с проявлениями вулканизма	Геотектонический режим субплатформенного типа

Циклы I порядка в отложениях разного типа выделяются с неодинаковой отчетливостью. Они слагаются, как правило, малыми ритмами одного вида с разновидностями. В вертикальном разрезе этих циклов (мощность их 10—150 м), которым соответствуют подпачки, наблюдается постепенное изменение гранулометрии осадков от подошвы к кровле, чаще общее уменьшение величины обломочных зерен и увеличение доли цемента. Границы между циклами иногда обнаруживают признаки размыва. Циклы прослеживаются по простирацию на расстоянии 1—5 км и имеют местное стратиграфическое значение для сопоставления разрезов с ритмами одного типа.

Циклы II порядка отчетливо выделяются в ятулийских отложениях Койкарско-Медвежьегорского, Сегозерского, Северо-Елмозерского и Чирка-Кемского типов, где им соответствуют отложения в объеме пачек. Циклы II порядка включают до трех циклов I порядка, и в их вертикальном разрезе наблюдается изменение гранулометрии, состава пород и их структурно-текстурных признаков, чаще в трансгрессивной и реже — в регрессивной последовательности. Разница между циклами, выражаемая резкой сменой литологических характеристик пород иногда с вну-

триформационными размывами, обусловлена дифференцированными колебательными блоковыми движениями одного знака. В горизонтальном и вертикальном направлениях циклы II порядка сменяются разнофациальными отложениями (осадки различных фациальных обстановок) и прослеживаются на расстоянии до 150—200 км. Они имеют стратиграфическое значение для сопоставления полифациальных отложений в пределах седиментационных областей.

Циклы III порядка в вертикальном разрезе имеют последовательность отложений от континентальных — в подошве к бассейновым — в середине и вновь к континентальным — в кровле цикла. При этом в различных типах разреза ятулийских отложений эти циклы слагаются разными типами пород. Так, например, в среднем ятулии Онежского типа в подошве нижнего цикла III порядка развиты терригенные прибрежные отложения. Выше они сменяются известняками, доломитами и в кровле вновь терригенными мелководными осадками. В Сегозерском типе разреза в основании нижнего осадочного цикла III порядка среднего ятулия залегают аллювиальные осадки, выше они сменяются бассейновыми, а в кровле переходят в более мелководные осадки, с признаками наступающей регрессии. Таким образом, циклы III порядка имеют трансгрессивно-регрессивный характер разреза и четкие границы, выраженные более или менее четкими перерывами. Циклы III порядка соответствуют подтолщам, прослеживаются на сотни километров и имеют важное маркирующее значение для корреляции полифациальных ятулийских отложений. В верхней части разреза этих циклов, представленных карбонатными породами, описаны горизонты водорослей.

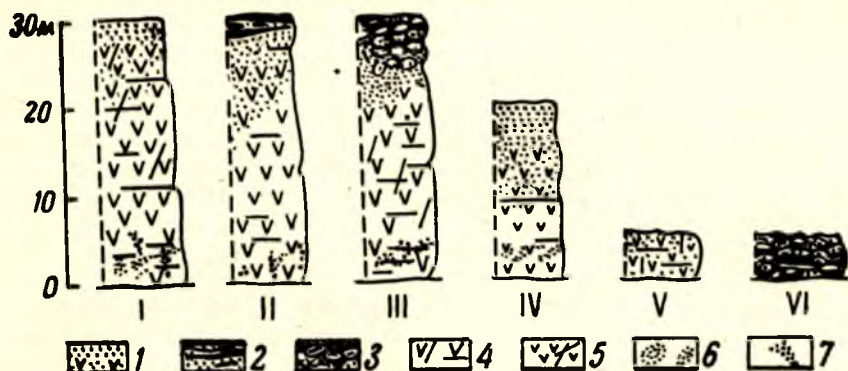
Циклы IV порядка слагаются как осадочными, так и вулканогенными подтолщами. В подошве таких циклов развиты осадочные породы, а в кровле — покровы основных пород или синхронные им осадочно-вулканогенные отложения. Лишь в Туломозерском и Чирка-Кемском типах ятулийских отложений эффузивных пород нет. Циклы IV порядка, соответствующие подотделам ятулия (нижнему, среднему и верхнему), отделены друг от друга эпохами магматизма, вулканизма, периодами тектонического покоя (образование кор выветривания) и частично размывами. Циклы этого порядка прослеживаются на сотни километров и хорошо коррелируются на территории всей Карелии.

Циклы V порядка соответствуют ятулийскому отделу и отражают общую трансгрессивно-регрессивную последовательность напластования осадочных подтолщ ятулия. Так, в Туломозерском и Онежском типах разрезов в ятулийских отложениях устанавливается общая смена пород от континентальных терригенных — в основании, к карбонатным и терригенно-карбонатным морским — в середине и к мелководным лагунным шунгито-карбонатно-сланцевым — в кровле. В других типах отложений, где верхний ятулий эродирован глубже, в целом видна смена пород от терригенных континентальных к бассейновым терригено-карбонатным и карбонатным. Регрессивная часть разреза в кровле ятулия здесь не сохранилась.

Заканчивая описание ритмичности и цикличности в ятулийских отложениях Центральной Карелии, следует отметить, что в ятулийских толщах проявляется затухание пульсационных движений разного порядка при удалении от прибрежной зоны бассейна внутрь его. В этом направлении менее четкими становятся ритмы и циклы низших порядков. Эта особенность, установленная и для более молодых отложений (Л. Н. Ботвинкина), имеет для докембрийских образований, обнажения которых развиты неравномерно, большой палеогеографический смысл.

Строение и типы лавовых потоков

Изучение внутреннего строения лавовых толщ нижнего и среднего ятулия Центральной Карелии показало, что в разрезах нижнего ятулия устанавливается до 4-х, а в разрезах среднего ятулия до 15 последовательно перекрывающих друг друга покровов или потоков. Суммарная мощность лав достигает 450 м, а площади, занимаемые ими, превышают 15 000 км². В зависимости от площади, занимаемой продуктами каждого излияния, возможно выделение потоков и покровов. Формирование лавовых потоков происходило, по-видимому, на начальных стадиях вулканической деятельности, в условиях наиболее расчлененного рельефа дна бассейнов, и изливающаяся лава образовала длинные потоки, соответствующие морфологическим особенностям дна, и не испытывала значительного растекания в стороны. На средних и конечных стадиях вулканизма лавовые излияния происходили главным образом в условиях несколько выравненной поверхности, и лава растекалась во все стороны более или менее равномерно, занимая значительные площади. Длина лавовых потоков составляла от первых километров до первых десятков километров, а покровов, по-видимому, не менее 50—60 км.



Фиг. 139. Типы лавовых потоков ятулийского вулканического комплекса:

1 — миндалекаменные диабазы и диабазовые мандельштейны; 2 — автобрекчии диабазов и миндалекаменных диабазов; 3 — шаровые лавы диабазов; 4 — плагиоклазовые порфиристы; 5 — диабазы мелкозернистые; 6 — зоны гнездовой эпидотизации; 7 — столбообразные скопления миндалей.

Как показало изучение разрезов более чем 200 покровов и потсков в разных районах Центральной Карелии, по своему строению и мощности они не однородны. Мощность их изменяется в пределах от 1 до 50 м. Наиболее широко развиты покровы и потоки мощностью 20—40 м.

Для лавовых потоков и покровов мощностью от 20 до 50 м наиболее типично следующее внутреннее строение (от подошвы к кровле) (фиг. 139).

1. Мелкозернистые (афанитовые) диабазы → эпидотизированные диабазы → роговообманковые порфиристы → диабазовые мандельштейны, иногда пенистые лавы с силицитами.

2. Мелкозернистые диабазы → роговообманковые порфиристы → диабазовые мандельштейны → автобрекчии диабазов и миндалекаменных диабазов.

3. Мелкозернистые диабазы → роговообманковые порфиристы → шаровые лавы.

4. Мелкозернистые диабазы → плагиоклазо-роговообманковые порфиристы → диабазовые мандельштейны.

5. Мелкозернистые диабазы → плагиоклазо-роговообманковые порфиристы → автобрекчий диабазов и миндалекаменных диабазов.

Для лавовых потоков (покровов) мощностью от 10 до 20 м наиболее характерны:

6. Мелкозернистые диабазы → диабазовые мандельштейны.

Лавовые потоки мощностью менее 10 м сложены:

7. Мелкозернистыми диабазами.

8. Шаровыми лавами.

В лавовых потоках и покровах 1, 2, 3, 4, 5-го типов мощность отдельных «зон» варьирует в широких пределах, но обычно более мощной является «диабазо-порфировая зона», слагающая от 50 до 75% объема покровов, а также «мандельштейновая зона», которая образует от 20 до 50% его объема.

В основании большинства потоков и покровов основных лав залегают мелкозернистые диабазы (мощность их от 0,1 до 1,5 м), которые постепенно сменяются порфиритами. В диабазах и порфиритах нижней части потоков обычно наблюдается сильная пятнистая эпидотизация. Спорадически здесь же развиты цилиндрические скопления миндалин. В подошве некоторых потоков отмечены ксенолиты подстилающих осадочных пород (район пос. Гирвас). Вверх по разрезу плагиоклазо-роговообманковые и роговообманковые порфиристы постепенно сменяются диабазовыми мандельштейнами, шаровыми лавами или автобрекчиями миндалекаменных диабазов, в зависимости от типа потоков.

В ряде случаев в «мандельштейновой» зоне потоков наблюдается неоднородное строение. В нижней ее части развиты порфиристы с червеобразными вытянутыми вверх или наклонными миндалинами. Порфиристы постепенно сменяются диабазовыми мандельштейнами, в которых среди диабазовой основной массы заключены вытянутой, неправильной формы «червеобразные» миндалины, ориентированные параллельно поверхности потока. Выше по разрезу, отделяясь от нижележащих пород более или менее отчетливой границей, залегают собственно диабазовые мандельштейны с овальными и округлыми миндалинами, степень насыщения которыми в породе увеличивается к кровле потока.

В целом строение кровли отдельных потоков более сложное в деталях, чем это отмечено при их типизации, но общие закономерности, указанные при выделении типов, сохраняются. При всем этом наиболее характерной особенностью всех лавовых покровов и потоков является их асимметричное строение, которое выражается вполне закономерной сменой определенных петрографических разновидностей пород и текстурных признаков от подошвы к кровле. Эта особенность, характерная для эффузивов, позволяет отличать их от интрузивных залежей пластовой формы и имеет большой геологический смысл (определение кровли и подошвы в дислоцированных толщах, отличие эффузивов от интрузивов и т. д.).

В вертикальном разрезе лавовых толщ нижнего и среднего ятулия строгой приуроченности различных типов потоков к какому-нибудь уровню разреза не установлено. Однако наблюдалось, что потоки 4 и 5-го типов развиты существенно в нижнеятулийской лавовой толще. В составе среднеятулийской лавовой толщи потоки 3 и 8-го типов, т. е. с шаровыми лавами, приурочиваются к нижней и, реже, средней частям разреза толщи, а потоки с автобрекчиями — к кровле. Кроме того, уста-

новлено, что потоки I-го типа с гематито-кремнистыми миндалинами в кровле залегают в верхней части разреза лавовой толщи. Указанная тенденция приуроченности разных типов потоков к различным уровням разреза безусловно отражает различия в подводных или наземных условиях излияния лав при формировании ятулийского вулканического комплекса.

Таким образом, асимметричное строение лавовых потоков и покровов является наиболее характерной текстурной особенностью ятулийских вулканогенных толщ. Еще одна особенность строения вулканогенных толщ намечается при анализе размещения в их составе туфогенных пород. Так, в составе среднеятулийских вулканитов горизонты туфов, туффитов и туфогенно-осадочных пород в разрезах устанавливаются на различных уровнях. При этом в ряде случаев по положению туфогенных пород, обладающих рядом специфических признаков, представляется возможным проводить сопоставление и корреляцию удаленных разрезов основных эффузивов. По-видимому, пачки туфогенных и туфогенно-осадочных пород отмечают границы вулканических циклов, поскольку петрохимические особенности ятулийских лав, со своей стороны, подтверждают цикличность лавовых излияний путем периодического изменения основности — кислотности лав в процессе развития ятулийского вулканизма (А. П. Светов, 1968).

Отдельность основных пород

Среди ятулийских вулканогенных пород устанавливается несколько видов отдельности, из которых наиболее характерные и важные — пластовая, столбчатая, тонкоплитчатая, параллелепипедальная и глыбовая.

Пластовая отдельность. В лучшей степени выражена среди диабазов лавовых потоков и характеризуется наличием систем трещин отдельности, параллельных подошве или кровле лавовых потоков, пред-



Фиг. 140. Пластовая отдельность среднеятулийских эффузивов южного берега оз. Сегозера.

ставляющих собой реакции на возникающие контракционные напряжения в раскристаллизовывающейся, остывающей лавовой массе. Возникает преимущественно в подошве и середине лавовых потоков. Частко плоскостям пластовой отдельности приурочены эпидото-альбитовые, альбито-гематитовые жилки или зоны мощной эпидотизации, что свидетельствует о времени формирования этих трещин до окончания пстствулканических процессов (фиг. 140).

В ряде случаев пластовая отдельность повторяет в некотором приближении неровности нижнего контакта лав с подстилающими породами. Кроме того, пластовая отдельность стчетливо бывает проявлена в силлах и дайках габбро-диабазов. Использование ее позволяет установить форму и условия залегания тел. В частности, это помогло расшифровать морфологию сильно складчатого силла габбро-диабазов в райсне долины р. Кумсы — силла Медные горы.

При картировании эффузивных образований наблюдения за пластовой отдельностью позволяют установить условия залегания лавовых потоков при отсутствии других признаков.

Столбчатая отдельность для основных пород района не характерна, однако в ряде случаев она наблюдается в весьма отчетливсой форме. Столбчатая (столбчато-призматическая) отдельность диабазов одного из лавовых потоков в районе южной окраины пос. Гирвас имеет хорошо образованные пяти-шестиугольные колснны диабазов высотой в 2,5—3,5 м и диаметром до 0,6—0,7 м, которые плотно соприкасаются друг с другом и рассекают лавовый поток на всю его видимую мощность. Все без исключения столбы ориентированы перпендикулярно к подошве потока (фиг. 141). Ксроткостолбчатая отдельность была также установлена в подошве некоторых потоков на о. Шенонсаари, в районе р. Янг-озерки и в некоторых других местах.

Тонкоплитчатая отдельность характерна в основном для прослоев туфогенно-осадочных порсд, в которых наблюдается отслоение по плоскостям напластования. Мощности плиток обуславливаются мощ-



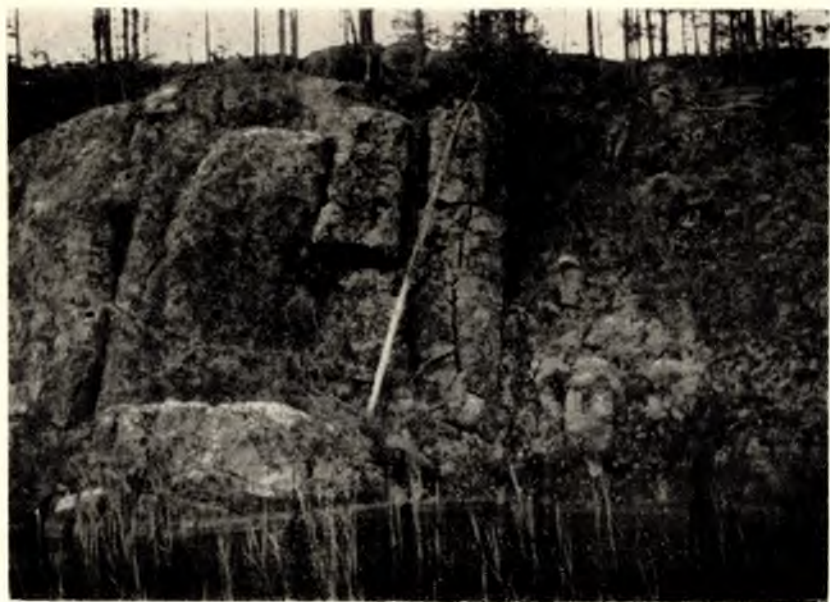
Фиг. 141. Столбчатая отдельность в эффузивах третьего лавового потока долины р. Суны, пос. Гирвас.



Фиг. 142. Параллелепипедальная отдельность габбро-диабазов Чинозерского штока.

ностью отдельных слоев туфов и туффитов и, как правило, не превышает 3—5 см.

Параллелепипедальная отдельность типична для силлов и даек габбро-диабазов. Она устанавливается по наличию в апикальных частях интрузивных залежей брусковидных блоков с прямоугольно-косоугольными ограничениями, придающими поверхности обна-

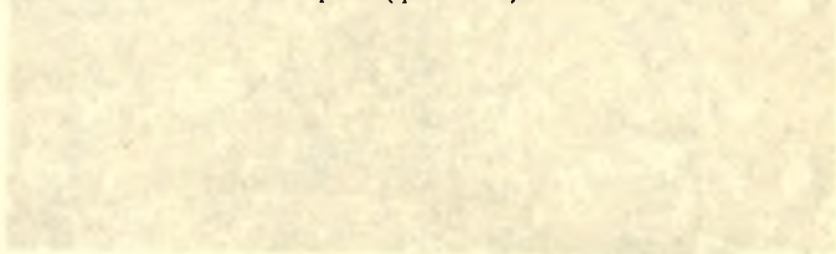


Фиг. 143. Крупноглыбовая отдельность габбро-диабазов оз. Чинозера.

жений вид мостовой. Отдельные блоки имеют размеры 0,2—0,3—0,5 м и более крупные, что зависит, по-видимому, от скорости остывания породы.

В наилучшем виде параллелепипедальная форма отдельности была установлена в одном из силлов габбро-диабазов оз. Янгозера, а также в некоторых дайках оз. Чинозера (фиг. 142).

Глыбовая отдельность устанавливается преимущественно в крупных интрузивных телах габбро-диабазов. Крупные глыбы с объемом в несколько кубометров, имеющие существенно прямоугольные ограничения, иногда образуют каменные развалы на местах выходов мощных даек или силлов. Такие глыбы весьма часто устанавливались в габбро-дибазах района озер Селецкого и Чинозера, а также в габбро-дибазах дайки оз. Липъярви (фиг. 143).



Глава 9

ФАЦИАЛЬНАЯ ОБСТАНОВКА, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЯТУЛИЙСКОГО ВРЕМЕНИ НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

В настоящей работе при восстановлении условий образования пород, их сочетаний и на этой основе реставрации физико-географических (палеогеографических) обстановок прошлого принят следующий таксономический ряд генетически связанных понятий и терминов: порода → фация → группа фаций → фациальная обстановка. Указанная последовательность условных таксономических единиц, отражающая логический ход изучения ятулийских отложений (породы → сочетания их в разрезе → изменения по разрезу и по горизонтали и т. д.) и последующей фациальной и палеогеографической реконструкции, имеет в своей основе схему соподчинения генетических комплексов разного порядка, которая была предложена Г. Ф. Крашенинниковым (1962) после критического анализа таких же схем разных авторов (Н. И. Николаев, 1946; Т. Н. Давыдова и Ц. И. Гольдштейн, 1949; Е. В. Шанцер, 1951; Л. Н. Ботвинкина, 1956; Д. В. Наливкин, 1956; В. И. Попов и др., 1963 и др.).

Под фацией, таким образом, понимаются отложения, представленные одной или несколькими породами, образовавшимися в одной физико-географической обстановке, отличной от обстановки образования соседних разновозрастных пород. В приведенной формулировке отсутствуют указания на масштаб понятия фации. Поэтому, понимая всю трудность разграничения фаций вообще, и особенно на примере относительно скудного, неравноценного по сохранности и отрывочного материала, по почти немим ятулийским отложениям, мы относим к различным фациям даже одинаковые породы, различающиеся по сумме текстурных признаков, указывающих на изменение одного или нескольких факторов осадконакопления (например, силы течения — появление косой слоистости в бассейновых отложениях и т. д.). Следовательно, при выделении фации учитывались комплексы отложений, образовавшихся, судя по сумме структурно-текстурных признаков, в пределах относительно небольших, но четко выраженных элементов физико-географических обстановок прошлого. При этом следует оговорить, что, отмечая различные фации (по смене текстурных и других признаков пород), мы встречаем иногда затруднения при диагностике причин, вызывающих эти изменения.

Для обозначения более крупных, чем фации, генетических объединений Г. Ф. Крашенинников принимает понятие «генетический тип отложений», понимая под ним «геологическое тело, представляющее собою комплекс генетически связанных фаций, возникших в одной ландшафт-

ной обстановке (на суше или на дне моря) и большей частью под влиянием одного ведущего процесса. Придерживаясь такого же понятия, мы тем не менее пользуемся термином «группа фаций». Основанием для этого служит то, что в ятулийских отложениях на основе суммарной информации об осадках на стадии изучения фаций и сочетания фаций без привлечения более широкого сравнительного материала не всегда удается четко диагностировать генетическую природу отложений. Поэтому мы не считаем возможным использовать для древних толщ категорический термин «генетический тип», тем самым подчеркивая неполноту исходного материала по ятулийским отложениям.

Другой условной единицей, принятой в нижеследующем изложении, является «фациальная обстановка», под которой понимается парагенетическое сочетание групп фаций, возникших в условиях отдельных физико-географических элементов ландшафтов прошлого в течение времени накопления одной или двух литолого-стратиграфических пачек. Использование этой единицы стало необходимым при изложении истории смены фаций палеогеографических обстановок в ходе ятулийского седиментогенеза. Фациальные обстановки являются составными частями или соответствуют полностью высшей таксономической единице, принятой в данном изложении — формации, которые представляют собою комплексы отложений разных групп фаций и фациальных обстановок, парагенетически тесно связанных друг с другом (и образовавшихся в единой тектонической и климатической обстановке). Таким образом, отложения, соответствующие фациям, группам фаций и фациальным обстановкам, возникают в одновозрастных, но различных элементах ландшафта, в геологических масштабах времени, за которое не происходит резкого изменения режима тектонических движений. При образовании же разных формаций различие между крупными элементами ландшафтов прошлого связывается с изменением характера режима тектонических движений.

ФАЦИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ ЯТУЛИЯ

На основании комплексного изучения состава пород, их структур и текстур, текстурных особенностей толщ (ритмичности и цикличности, а также данных об изменении мощности отложений и палеодинамических данных) в составе отложений первой, второй, третьей и четвертой пачек нижнего ятулия, в средне- и верхнеятулийских образованиях были установлены следующие фациальные обстановки: бассейновая терригенная, бассейновая карбонатная, бассейновая мелководная (с периодическим осушением), прибрежная, континентальная и осадочно-вулканогенная. Для иллюстрации характера фациальной смены пород служат фациальные профили (фиг. 144—170).

Бассейновая терригенная фациальная обстановка складывается группами фаций, которые отличаются друг от друга наличием или отсутствием донных течений, различной интенсивностью погружения и компенсирующим его осадконакоплением. Эти группы фаций складываются крупно-, средне- и мелкозернистыми песчаниками, кварцито-песчаниками и кварцитами по составу кварцевыми, а иногда полевошпатово-кварцевыми осадками с различным количеством слюдистого, кварцево-слюдистого или карбонатного цемента. Степень сортировки и окатанности обломочного материала хорошая. Для осадков характерна горизонтальная простая мелкая сплошная или прерывистая слоистость, иногда с ритмичным строением слоев. Спорадически встречаются ритмы, сложенные в подошве более крупнозернистыми разностями

ми с крупными параллельными однонаправленными косыми сериями, а в кровле — более мелкозернистыми породами с горизонтальной простой или ритмичной слоистостью.

Мощность косослоистых и горизонтальнослоистых пород в ритмах, так же как и самих ритмов, меняется в широких пределах. Ритмы с косой слоистостью в подошве свидетельствуют о существовании периодических течений.

Мощность ритмов увеличивается в направлении падения косых слоев, т. е. в направлении от континента, где вообще вырастает мощность осадков. Отложения бассейновой фациальной обстановки по горизонтали сменяются прибрежными и континентальными отложениями.

Бассейновая карбонатная фациальная обстановка представлена карбонатными (доломиты и известняки) и прослеживающимися с ними песчанистыми и глинистыми отложениями. Здесь выделяются группы фаций морского бассейна разной глубины с периодическим опреснением и поступлением терригенного материала. Наиболее широким распространением пользуются следующие группы фаций: со значительным приносом терригенного материала и периодическим воздействием волнения. В составе фации описаны разнозернистые белые, розовые и красные доломиты с неясной горизонтальной слоистостью, часто песчанистые, песчаники с карбонатным цементом с крупной и нечеткой горизонтальной слоистостью; глинистые горизонтальнослоистые сланцы, седиментогенные сланцевые и, реже, доломитовые брекчии с песчано-карбонатным цементом, которые фациально замещают глинистые сланцы (и доломиты) при движении в сторону береговой части бассейна.

С приносом терригенного материала и ослабленным воздействием волнения слагается разноцветными (серыми, розовыми) и разнозернистыми доломитами, неслюистыми или с крупной, реже тонкой горизонтальной слоистостью. Доломиты часто песчанистые (кварцевые), иногда содержат прослой глинистых и песчано-глинистых сланцев.

С интенсивным притоком пресных вод и приносом терригенного материала эта фация имеет пестрый состав и слагается песчаниками с карбонатным цементом, горизонтальнослоистыми глинистыми сланцами, разнозернистыми розовыми и белыми известняками с горизонтальной слоистостью, доломитовыми известняками с линзообразной прерывистой слоистостью и т. д. Нередко известняки образуют линзовидные, быстро выклинивающиеся пласты.

Спокойного морского бассейна с хемогенной садкой доломита, представленная разноцветными — белыми, розоватыми, красными доломитами с тонкой и крупной горизонтальной слоистостью, редко с прослойками песчано-глинистых и глинистых сланцев. Появление этой группы фаций связано обычно с максимумом трансгрессии.

Специфическое строение имеют группы фаций с разными типами водорослей (В. А. Соколов, 1963). Выделяются строматолитовая, строматолито-онколитовая, онколитовая и другие фации, сложенные обычно серыми и розовыми доломитами. По морфологии и величине водорослевых построек (биогерм), взаимоотношению с вмещающими породами, мощности водорослевых пластов и ряду других признаков группа водорослевых морских фаций встречается на трех стратиграфических урвнях и имеет часто значительное площадное распространение. С водорослевыми фациями связано сероводородное заражение в доломитах.

Континентальная фациальная обстановка представлена значительным разнообразием групп фаций, образующихся, с одной

стороны, при выветривании пород основания на широких площадях в определенных периоды тектонической стабильности, а с другой, — в процессе аккумуляции в основном обломочного материала — продуктов континентальной денудации. Образования древних пород выветривания представлены автотонными корами химического выветривания на различных породах джэтулийского основания и основных породах среднего джэтулия, а также щебенчатыми элювиально-делювиальными корами выветривания на гранито-гнейсовых породах джэтулия (В. А. Соколов, К. И. Хейсканен, 1966). Аккумулятивные образования континентальной фациальной обстановки представлены озерной, алювиальной, делювиально-элювиальной, пролювиальной группами фаций.

Озерная группа фаций представлена средне- и мелкозернистыми, реже крупнозернистыми песчаниками, а также алевролитами и глинистыми сланцами. Породы имеют неотчетливую либо горизонтальную тонкую, иногда ленточную слоистость. Нередко слоистость облегаает неровности основания.

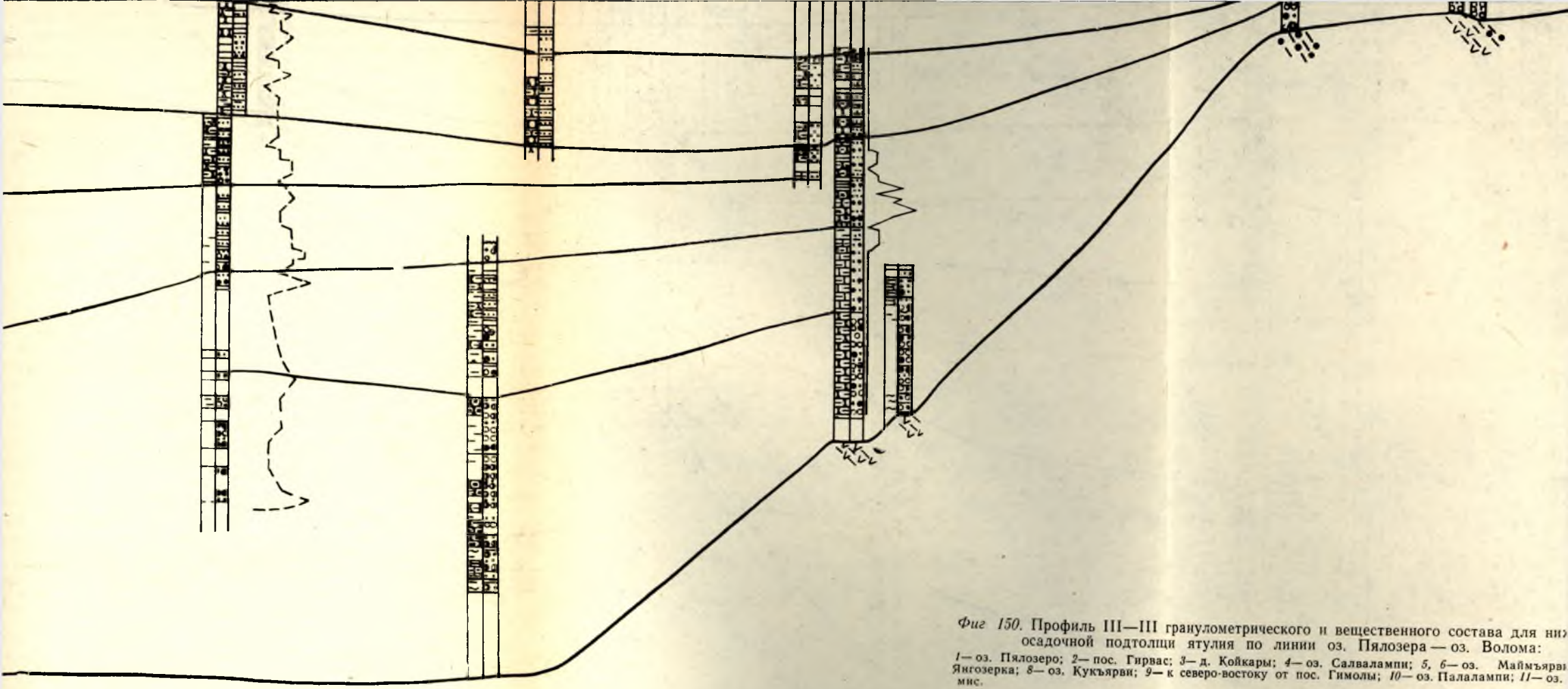
Указанные отложения заполняют впадины мезорельефа основания и образуют линзообразные вклинивающиеся в разрезе пласты мощностью от 5—10 до 30—40 м. К этой же группе фаций относятся и тонкослоистые туфо-кремнистые отложения. Отложения этой группы фаций перекрывают делювиальные осадки.

Аллювиальная группа фаций представлена весьма широким набором пород, от полимиктовых и мономиктовых конгломератов и песчаников до глинистых сланцев с разной степенью сортировки и окатанности обломочного материала. Также разнообразны структуры и текстуры пород. По совокупности всех признаков здесь выделяются русловые, прирусловые, пойменные, дельтовые и другие фации.

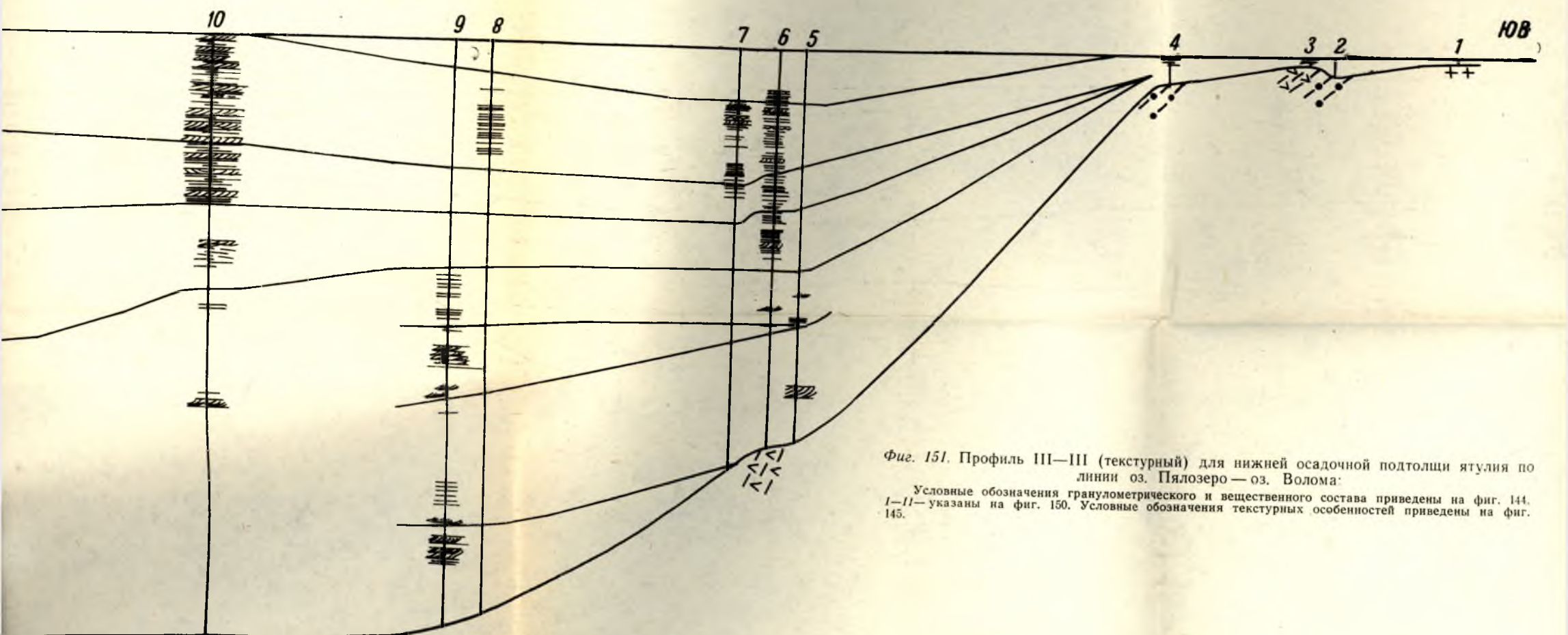
Русловые отложения, которые обычно залегают на подстилающих породах с разрывом, представлены переслаивающимися кварцевыми конгломератами, гравелитами, разнозернистыми песчаниками. При этом грубозернистые породы тяготеют к основанию разреза. В них косослоистые серии налегают друг на друга. Серии, мощность которых равна 10—100 см и убывает вверх по разрезу, имеют либо клиновидную форму, либо параллельные или почти параллельные границы. Косые слои в сериях чаще однонаправленные, прямые, параллельные, упирающиеся в нижнюю и верхнюю границы серий, либо выполаживающиеся к основанию серий. В строении слоев иногда наблюдается ритмическая сортировка материала, когда внизу располагается грубозернистый материал, иногда гальки кварца и обломки сланцев, а сверху — более тонкозернистый материал. Отмечается также и появление мелких косослоистых серий песчаника на поверхности косых слоев в крупных сериях. Вверх по разрезу уменьшается величина обломочного материала, улучшается сортировка. Иногда меняется и облик косой слоистости. Здесь преобладает косоволнистая и волнистая — мульдобразная косая слоистость.

Указанные типы косой слоистости чаще образуются в условиях прирусловой отмели. На плоскостях напластования пород из разных уровней разреза отмечаются асимметричные знаки ряби, ориентированные крутыми склонами в направлении падения косых слоев.

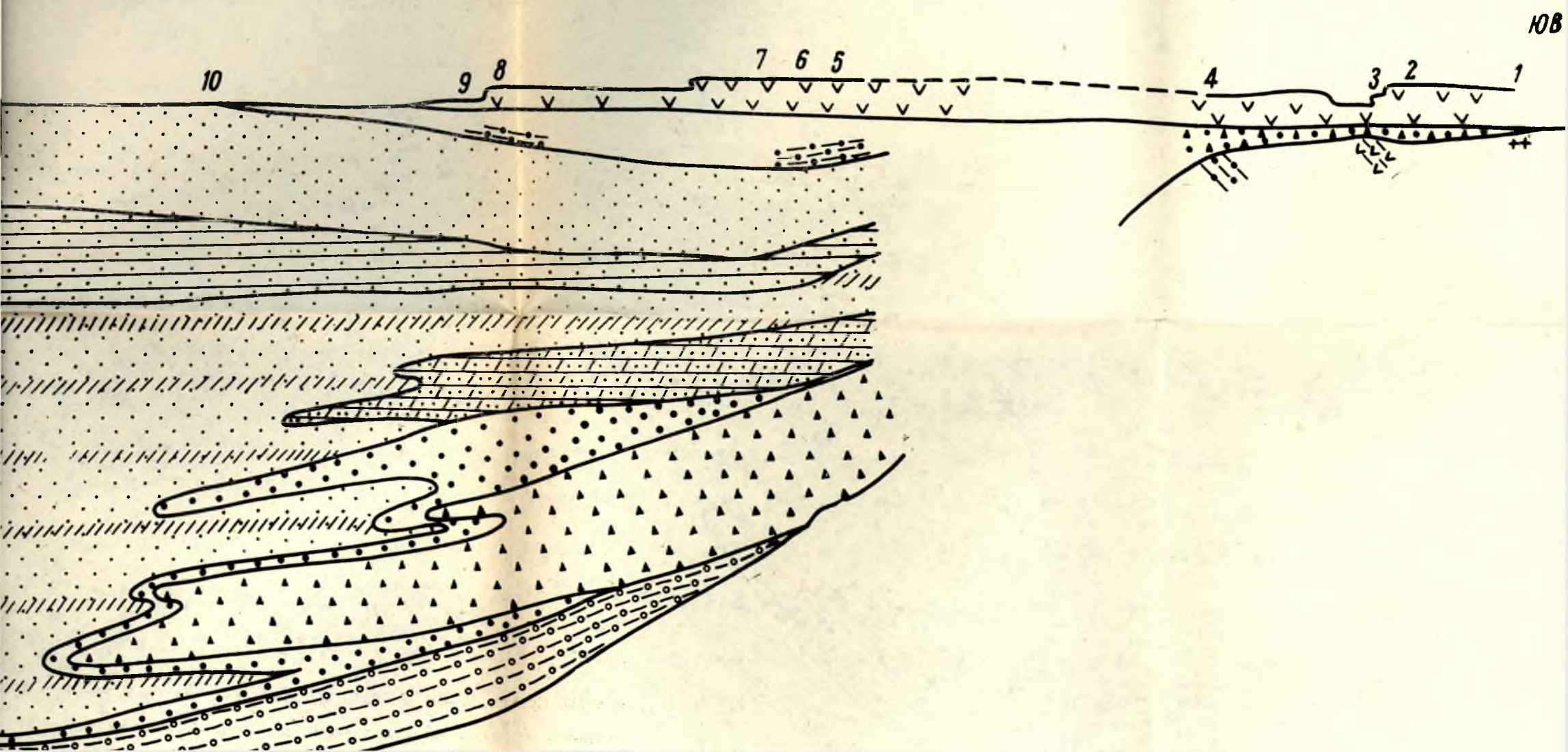
В ряде разрезов вышеохарактеризованных русловых и прирусловых отложений залегают ритмично построенные пласты песчано-алевритоглинистых пород. Ритмы слагаются в подошве косослоистыми песчаниками (иногда с карбонатным цементом), а в кровле красноватыми алевролитами и глинистыми сланцами. Выше по разрезу удельный вес сланцев в составе ритмов увеличивается. На плоскостях напласто-

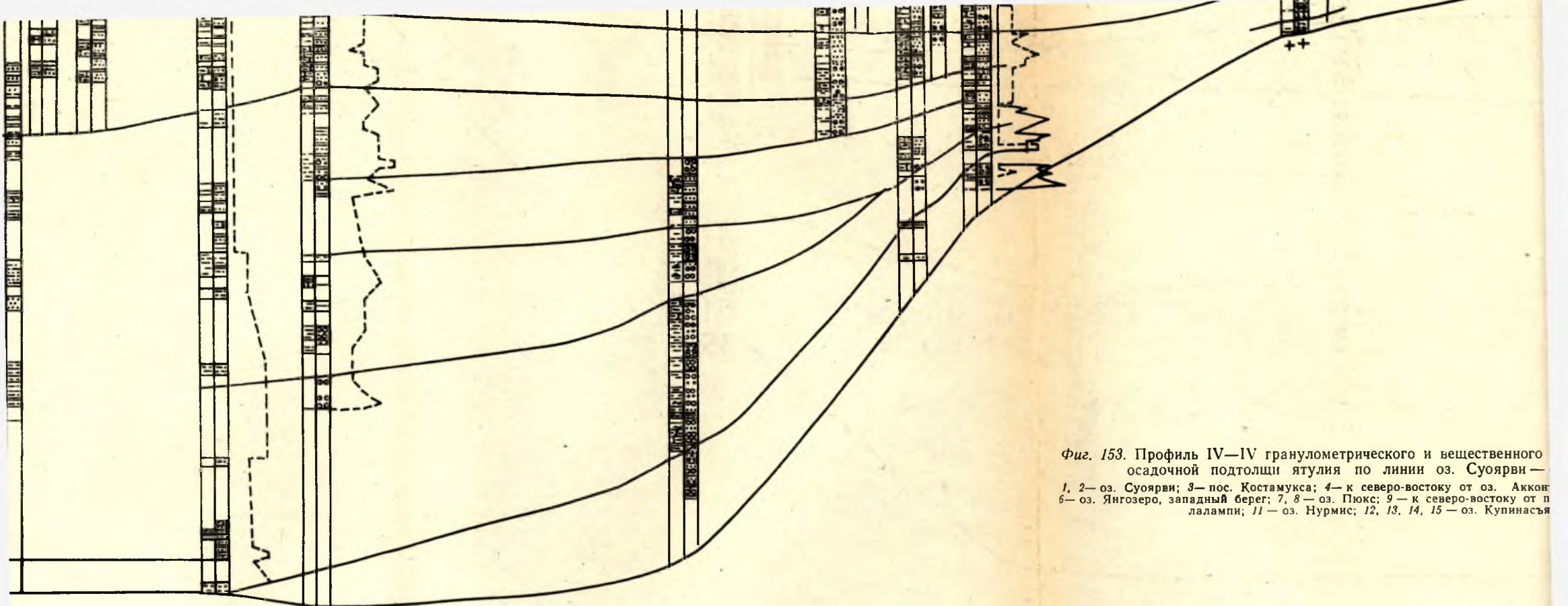


Фиг. 150. Профиль III—III гранулометрического и вещественного состава для нижней осадочной подтолщи ятуля по линии оз. Пялозера — оз. Волома:
1—оз. Пялозера; 2—пос. Гырвас; 3—д. Койкары; 4—оз. Салвалампи; 5, 6—оз. Маймыярви; 7—оз. Кукъярви; 8—оз. Кукъярви; 9—к северо-востоку от пос. Гимолы; 10—оз. Палалампи; 11—оз. мис.

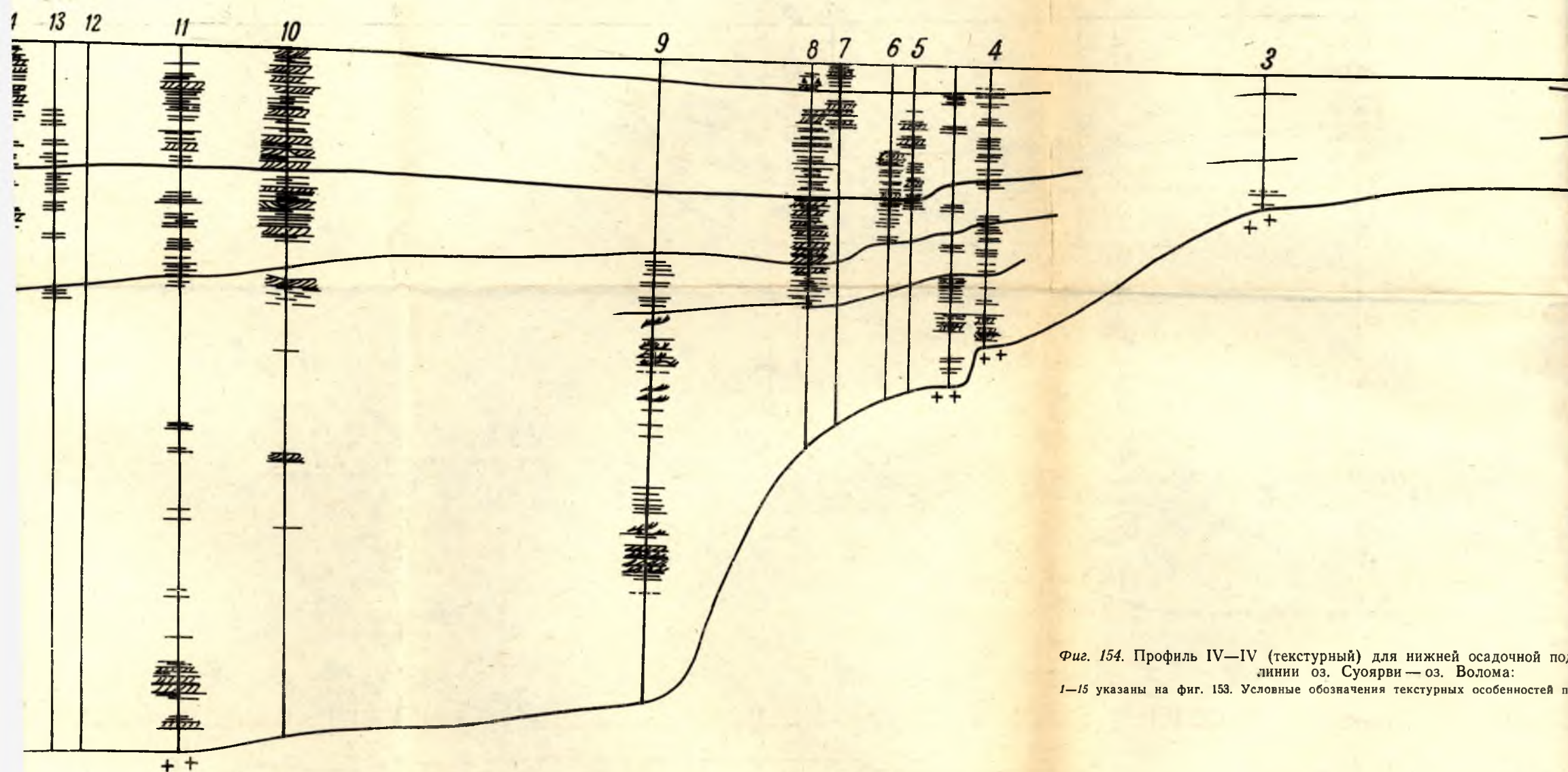


Фиг. 151. Профиль III—III (текстурный) для нижней осадочной подтолщи ятуля по линии оз. Пялозера — оз. Волома:
Условные обозначения гранулометрического и вещественного состава приведены на фиг. 144. 1—11—указаны на фиг. 150. Условные обозначения текстурных особенностей приведены на фиг. 145.

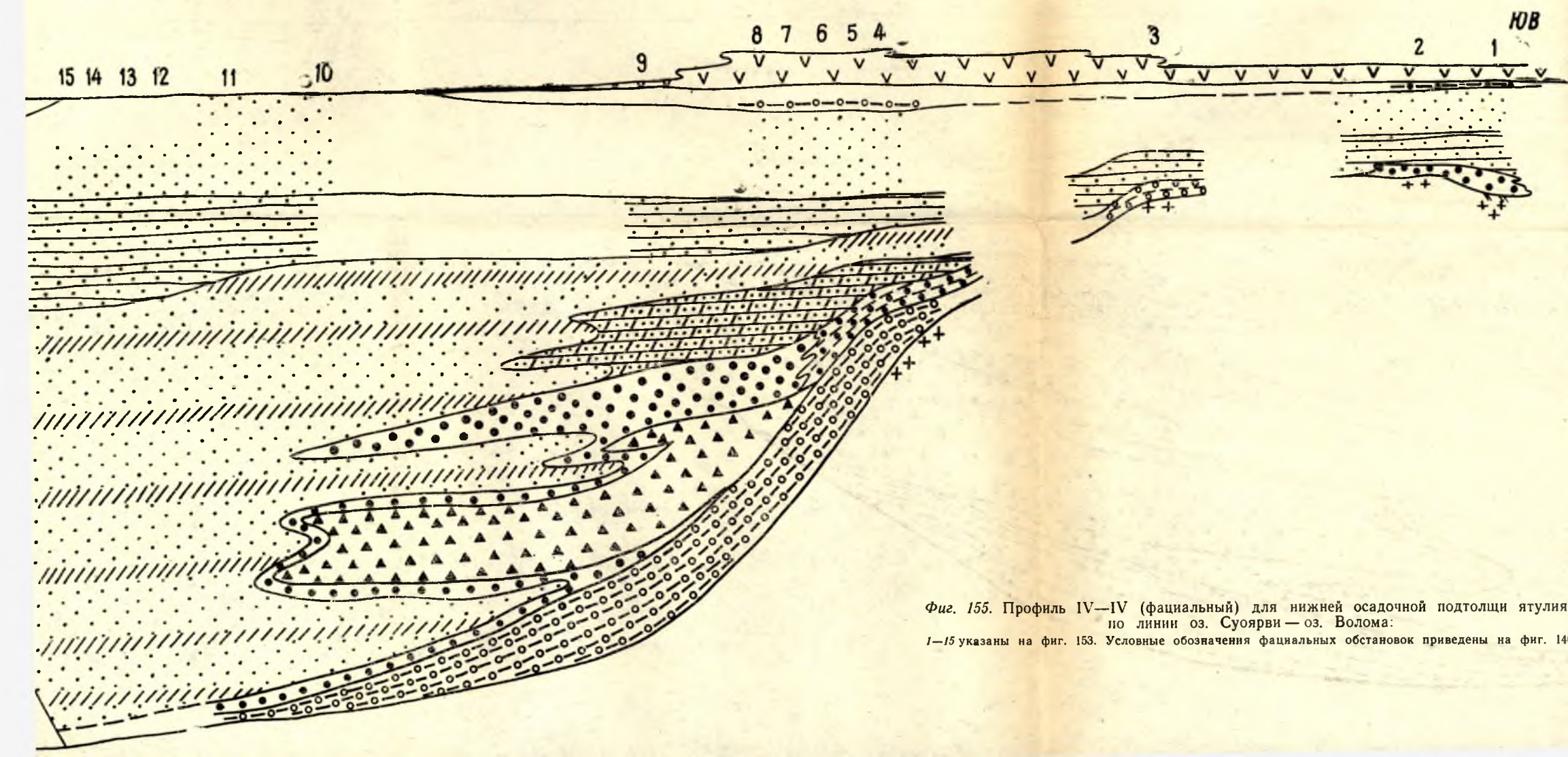




Фиг. 153. Профиль IV—IV гранулометрического и вещественного осадочной подтолщи ятулия по линии оз. Суоярви — оз. Волома: 1, 2—оз. Суоярви; 3—пос. Костамукса; 4—к северо-востоку от оз. Аккон; 6—оз. Янгозеро, западный берег; 7, 8—оз. Пюкс; 9—к северо-востоку от п. лалампи; 11—оз. Нурмис; 12, 13, 14, 15—оз. Купинасья.



Фиг. 154. Профиль IV—IV (текстурный) для нижней осадочной подтолщи ятулия по линии оз. Суоярви — оз. Волома: 1—15 указаны на фиг. 153. Условные обозначения текстурных особенностей приведены на фиг. 146.



Фиг. 155. Профиль IV—IV (фациальный) для нижней осадочной подтолщи ятулия по линии оз. Суоярви — оз. Волома: 1—15 указаны на фиг. 153. Условные обозначения фациальных обстановок приведены на фиг. 146.

вания их наблюдаются трещины усыхания. Охарактеризованные породы представляют собою пойменные фации.

В разных районах удалось описать или полный разрез пород, представляющих указанные выше фации, или отдельные элементы той и другой фации, но в ниже- и среднеятулийских отложениях эти группы фаций описаны с наибольшей полнотой.

По простиранию отложения этой группы фаций, имеющие мощность от 10 до 50 м, сменяются прибрежными или бассейновыми отложениями.

Делювиально-элювиальная группа фаций представляет собой брекчии и конгломерато-брекчии в основном гранито-гнейсовых пород доятулийского основания, которые образуются во впадинах рельефа (фиг. 11, 12). Различие этих пород заключается в величине и форме валунов, составе цемента (слюдисто-песчанистого или песчанисто-карбонатного) и т. д. Отложения этой группы фаций, имеющих мощность до 10 м, перекрываются озерными, речными и пролювиальными отложениями.

Пролувиальная группа фаций представлена валунными и галечными конгломератами, различными по зернистости гравелитами и песчаниками и реже — сланцами, т. е. весьма разнообразными по гранулометрии породами. Сортировка и степень окатанности материала плохая. Встречаются угловато-окатанные, округлые, неокатанные, щебенчатые валуны и гальки. По составу породы разнообразны: валуны гранитные, гальки гранитные, кварцевые, кварцитовые (железистый кварцит), сланцевые. Строение осадков четко ритмичное. Ритмы, мощностью от 1,8 до 56 м, следуют друг за другом с сильными размывами кровли. Изменение гранулометрического состава внутри ритмов резкое, от валунных конгломератов в подошве до песчаников в середине и кровле ритмов. В основании некоторых ритмов прослежена крупная параллельная косая слоистость. Валунно-галечный материал располагается в подошве серий. Косая слоистость сочетается в породах с крупной горизонтальной слоистостью. Характер осадков указывает на довольно близкий их перенос бурными периодическими потоками.

Площади распространения этих отложений в плане имеют форму языков, вдающихся в площади развития элювиальных брекчий и кор выветривания. По указанным признакам данные отложения причисляются к конусам выноса.

Прибрежная фациальная обстановка устанавливается на границе между континентальными и бассейновыми отложениями и характеризуется разнообразием фаций, среди которых наиболее отчетливо выделяются группы фаций пляжа, берега, периодически осушаемого, заливов, отчленяемых от бассейна и др.

В пляжевой группе фаций породы представлены мелкогалечными кварцевыми конгломератами, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками, хорошей сортировки и окатанности. Форма обломков правильная, овально-вытянутая. Состав пород кварцевый: кварцит, жильный кварц и железистый кварцит. В осадках широко развита косоволнистая мелкая пучковидная и крупная прерывистая горизонтальная слоистость. Первая подчеркнута наличием слойков из окатанных зерен рудного минерала (естественный шлик). Горизонтальная слоистость определяется чередованием мелкогалечных конгломератов и песчаников с большой мощностью слойков. Ритмичное строение осадков выражено четко. Ритмы имеют ровные, резкие границы. Мощность ритмов 0,8—2,5 м, довольно хорошо выдержана в разрезе.

Группа фаций берега, периодически осушаемого, сложена конгломератами, грубо-, крупно- и среднезернистыми песчаниками и в меньшем

количестве — алевролитами и сланцами. Сортировка обломочного материала слабая, степень окатанности средняя. Минералогический состав пород полевошпато-кварцевый (полевошпат за счет разрушения подстилающих гранитов), цемент слюдистый и карбонатно-слюдистый. В песчаниках подошвы наблюдается крупная параллельная косая слоистость береговых течений и крупная слабосрезанная прибрежная.

Фации периодически осушаемого берега перекрывают дотаулийские граниты и по горизонтали переходят в прибрежно-пляжевые и бассейновые. Ритмы имеют небольшую мощность и четкие границы с размытыми. В кровле ритмов коричневатокрасные алевролиты или сланцы с трещинами усыхания на плоскостях напластования.

Группа фаций заливов, периодически отчленяемых от бассейнов, складывается мелкозернистыми кварцевыми песчаниками и глинистыми сланцами, которые имеют ритмичное переслаивание. В подошве ритмов залегают косослоистые песчаники, выше горизонтально-слоистые песчаники со знаками ряби и в кровле — горизонтально-слоистые зеленоватосерые сланцы с обильной вкрапленностью пирита и трещинами усыхания на плоскости напластования.

Мелководно-бассейновая (с периодическим осушением) фациальная обстановка в зависимости от состава образующихся осадков подразделяется на две: серо- и красноцветную песчано-глинистую и темноцветную шунгито-карбонатно-сланцевую. Серо- и красноцветная песчано-глинистая фациальная обстановка складывается разнообразными породами, очень несхожими по составу, цвету и структурно-текстурным особенностям. Здесь переслаиваются друг с другом кварцевые конгломераты, гравелиты, разнозернистые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, иногда участки карбонатных пород. Цвет пород серый, розовый, красный, коричневый. Наблюдается широкое разнообразие типов слоистости, знаков ряби, трещин усыхания. Широко развиты седиментогенные брекчии.

Типы малых ритмов также очень разнообразны; они указывают на то, что образование осадков происходило в условиях пульсационных колебательных движений в бассейне с плоским дном, с тенденцией к регрессии или началу трансгрессии. Пестрое переслаивание различных пород и быстрая фациальная смена их затрудняют выделение четко обособленных групп фаций и фаций. Наиболее отчетливо здесь выделяются группы фаций: периодического осушения, плащевых потоков, мелководных с донными течениями и периодическим осушением и т. д. Группа фаций периодически осушаемого бассейна представлена средне- и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, сланцами. Пласты осадков имеют ритмичность.

Фациальная обстановка мелководного бассейна с отложением серых и черных шунгито-карбонатно-сланцевых осадков образована группами фаций мелкого бассейна с донными течениями, спокойных застойных водоемов, лагун и др. О наличии донных течений свидетельствуют мелкие косослоистые серии, параллельные с однонаправленным падением косых слойков в доломитах с вкрапленностью кварцевых зерен. Эти доломиты с косослоистыми сериями прослеживаются со слюдисто-кварцевыми тонко-горизонтально-слоистыми породами. Для группы фаций спокойных застойных водоемов, где накапливались серые, темно-серые, зеленоватосерые, кварцево-слюдистые, кварцево-карбонатно-слюдистые породы с тонкой горизонтальной (иногда линзообразной прерывистой) слоистостью, часто с ритмичным строением, характерно наличие обильной вкрапленности пирита. В таких же спокойных водоемах происходило образование шунгитовых глинистых пород, шунгитовых доломитов, шун-

гитовых силицитов (лидитов) — пород обычно с тонкой горизонтальной слоистостью, темно-серых и черных с обильной вкрапленностью пирита. В ряде случаев наблюдается присутствие туфогенных пород. На плоскостях напластования пород встречаются трещины усыхания.

Осадочно-вулканогенная фациальная обстановка, строго говоря, может лишь условно рассматриваться в ряду осадочных фациальных единиц. Продукты вулканизма, имеющие эндогенную природу, в большинстве своем автономны относительно палеогеографических условий их накопления, но, учитывая, что вулканогенные образования занимают большой удельный вес в составе ятулия и оказывают значительное влияние на ход осадкообразования, мы выделяем осадочно-вулканогенную фациальную обстановку. В процессе ее формирования образовались собственно вулканогенные и связанные с ними вулканогенно-осадочные типы пород.

Группа фаций вулканических пород, т. е. магматических пород, излившихся на поверхность, в зависимости от механизма формирования пород включает фации: жерловую, текучих лав, твердых выбросов и фумарольно-сульфатарную.

Жерловая фация образуется в местах непосредственного выхода магмы на земную поверхность. В настоящее время образования этой фации достоверно известны лишь в районе пос. Гирвас, где описаны остатки вулканической постройки Гирвасского вулкана (А. П. Светов, А. И. Голубев, 1967).

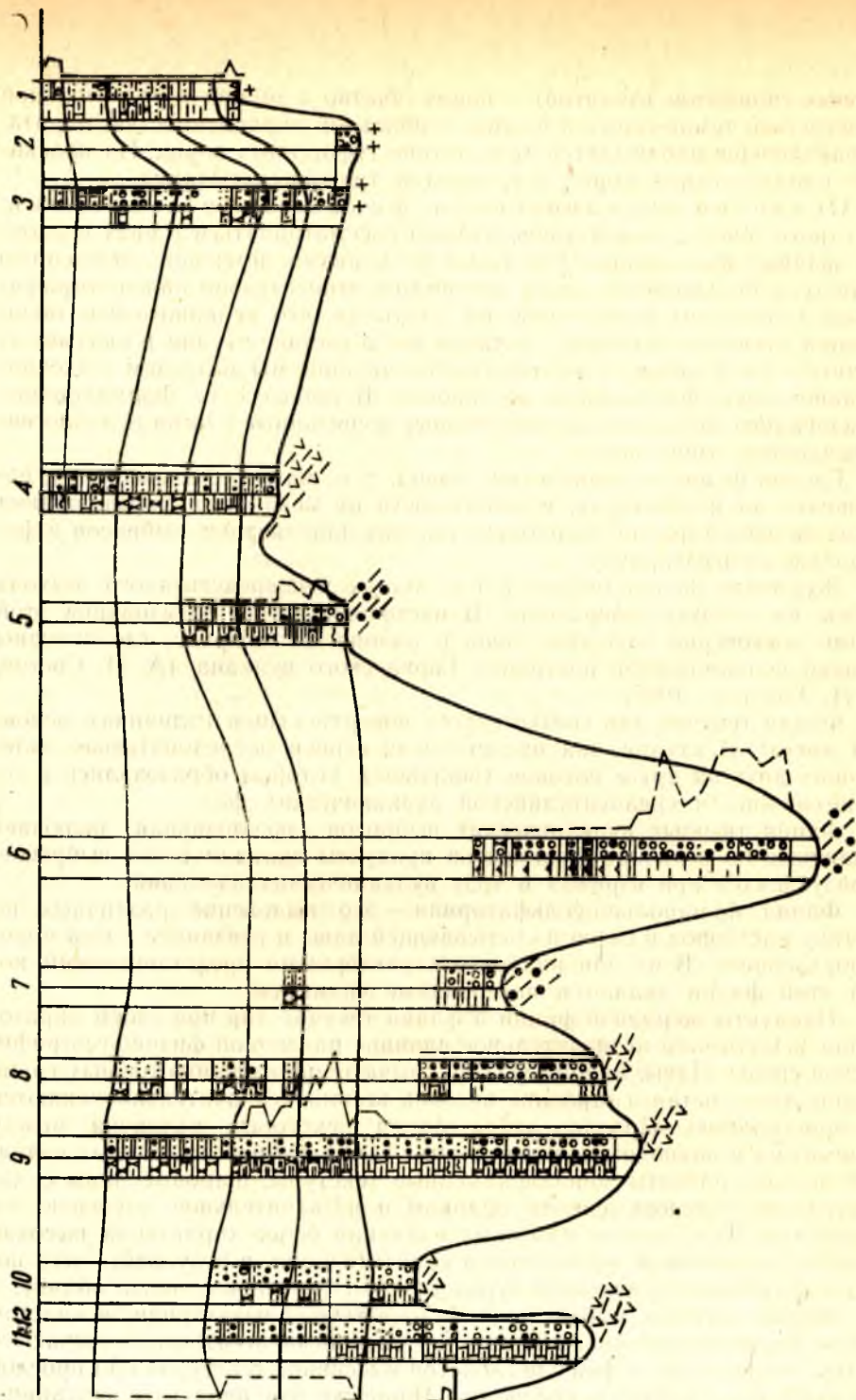
Фация текучих лав соответствует поверхностным излияниям основной магмы. В ятулии она представлена серией последовательно залегающих друг на друге потоков (покровов), которые образовались в течение ниже- и среднеятулийской вулканических фаз.

Фация твердых вулканических выбросов (эксплозивная) включает различные по величине фрагментов продукты вулканических выбросов, образующихся при взрывах в ходе вулканических излияний.

Фация фумарольно-сульфатарная — это выделение различных по составу растворов и газов из остывающей лавы и связанное с ним породообразование. В ятулии наиболее характерными представителями пород этой фации являются яшмовидные силициты.

Продукты жерловой фации и фации текучих лав при своем образовании испытывали незначительное влияние различной физико-географической среды. Лавы, например, перекрывают образования разных групп фаций, хотя состав и строение потоков весьма незначительно меняются по простиранию. Правда, наблюдаются некоторые различия между наземными и подводными излияниями. Так, в потоках подводных излияний широко развиты миндалекаменные текстуры, шаровые лавы с характерным зеленокаменным обликом и незначительной степенью их окисления. Для потоков наземных излияний более характерна высокая степень окисления и значительная гематитизация, в результате чего породы принимают красновато-бурые оттенки (краснокаменный облик).

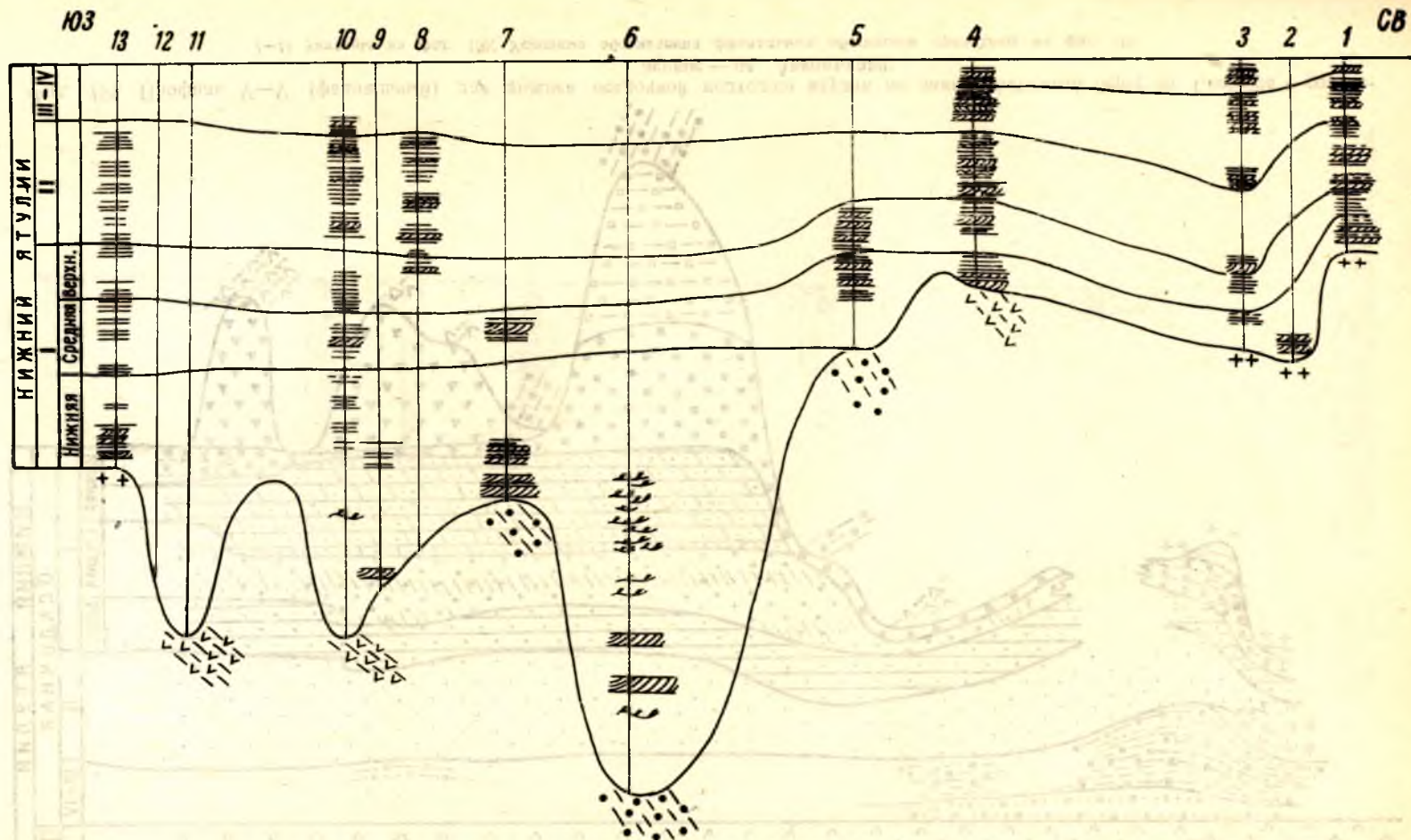
Фации твердых выбросов и фумарольно-сульфатарная в «чистом виде», без переработки их продуктами внешними агентами, встречаются редко. Это прослои туфов с неслоистой массивной текстурой или прослои и включения силицитов среди лав. Чаше же эти продукты вулканической деятельности испытывают механизм осадочной дифференциации и смешиваются в ходе аккумуляции с нормально осадочным материалом, накапливаясь в различных фациальных условиях. Отмечая роль вулканического материала в этих отложениях, мы выделили их под названием осадочно-вулканогенных ассоциаций. В ятулийских толщах описаны следующие наиболее характерные осадочно-вулканогенные ассоциации:



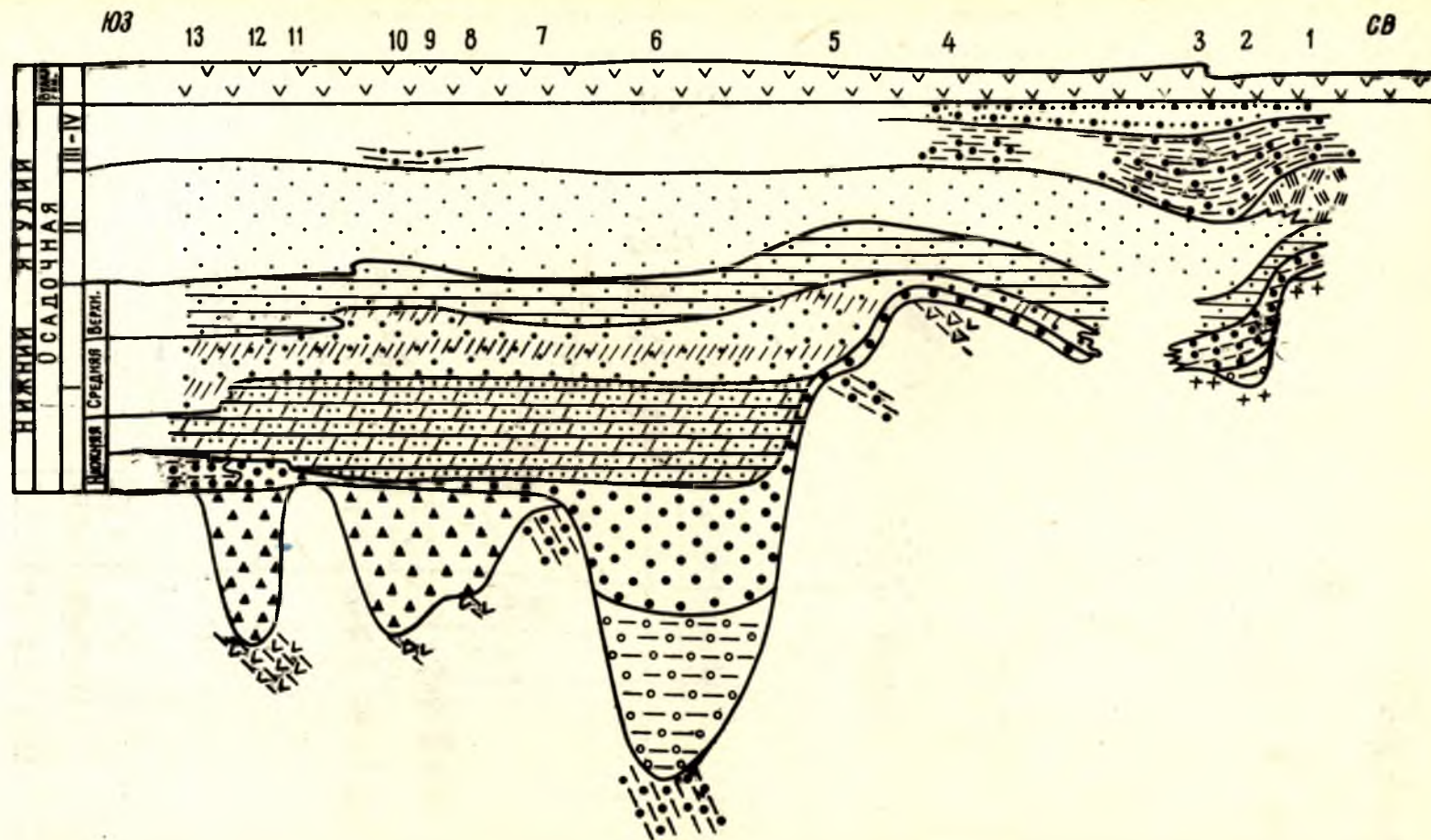
Фиг. 156. Профиль V—V гранулометрического и вещественного состава для нижней осадочной подтолщи ятулия по линии восточный берег оз. Сегозера — оз. Селецкое — оз. Акконъярви:

1— о. Лехта 2; 2— оз. Сегозеро; 2— о. Гриданосаари, оз. Сегозеро; 3— о. Макконсаари; 4— д. Паданы; 5— д. Сельги; 6— гора Энингиваара; 7— пос. Гумарино; 8— р. Янгозерка; 9, 10— оз. Маймъярви; 11, 12— оз. Совдозеро; 13— к северо-востоку от оз. Акконъярви.

Условные обозначения гранулометрического и вещественного состава пород приведены на фиг. 144.

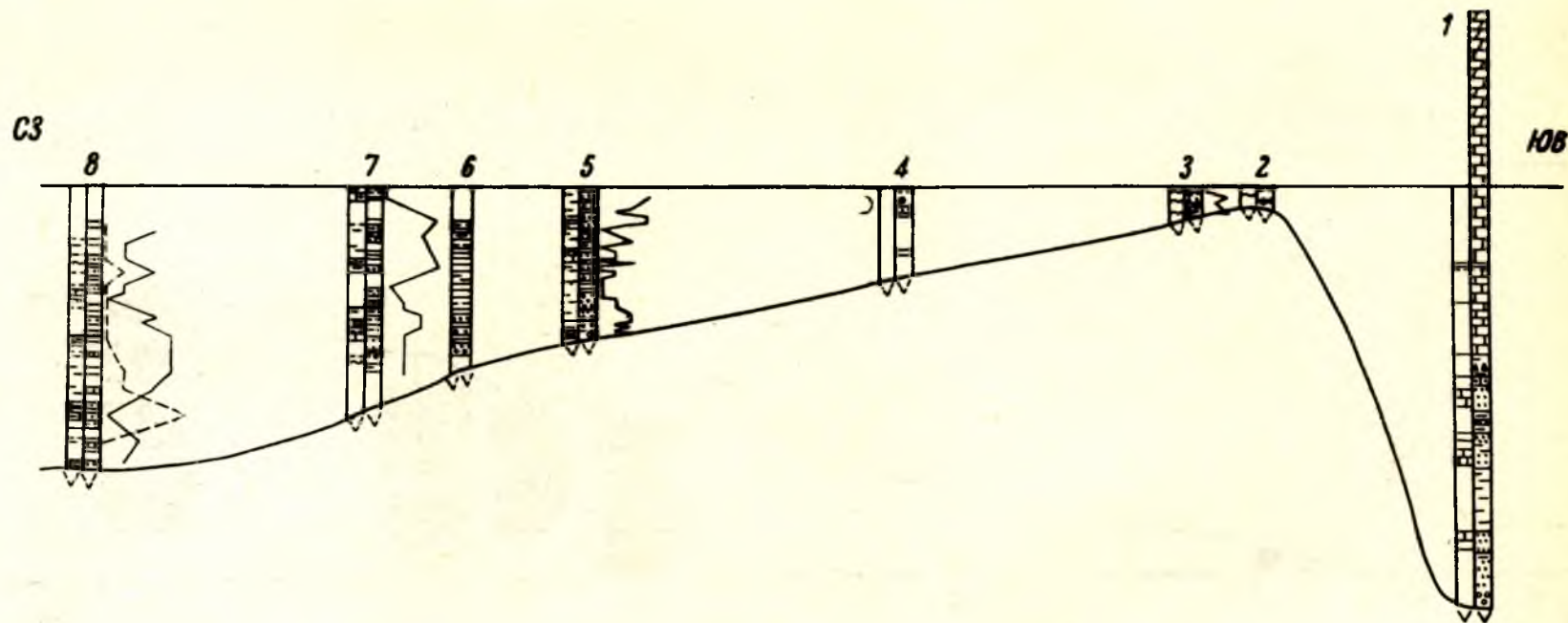


Фиг. 157. Профиль V—V (текстурный) для нижней осадочной подтолщи по линии восточный берег оз. Сегозера — оз. Селецкое — оз. Акконъярви:
1 — 13 указаны на фиг. 156. Условные обозначения текстурных особенностей приведены на фиг. 145.



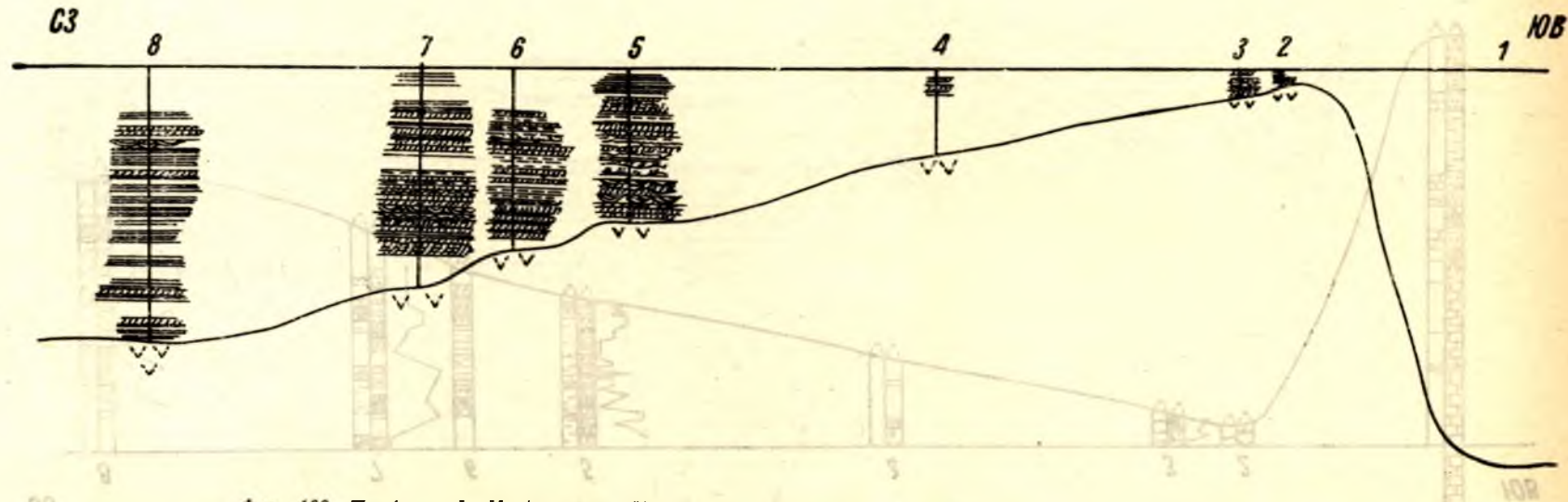
Фиг. 158. Профиль V—V (фациальный) для нижней осадочной подтолщи ятулия по линии восточный берег оз. Сегозера — оз. Се-
лецкое — оз. Акконъярви:

1—13 указаны на фиг. 156. Условные обозначения фациальных обстановок приведены на фиг. 146.



Фиг. 159. Профиль 1—1 гранулометрического и вещественного состава средней осадочной подтолщи ятулия по линии г. Повенец — оз. Липъярви:

1—г. Повенец; 2—г. Медвежьегорск; 3—г. Медвежьегорск, северная окраина; 4—оз. Фенькина Ламба; 5—Глухая губа, восточный берег Сегозера; 6—о. Огмусаари; 7—о. Шенонсаари, оз. Сегозеро; 8—оз. Липъярви.
Условные обозначения гранулометрического и вещественного состава приведены на фиг. 144.



Фиг. 160. Профиль I—II (текстурный) для средней осадочной подтолщи по линии г. Повенец — оз. Липъярви:
1—8—указаны на фиг. 159. Условные обозначения текстурных особенностей приведены на фиг. 145.

туфо-карбонатно-глинистая, кремнисто-доломитовая и гематито-доломито-глинистая.

Туфо-глинистая (иногда туфо-карбонатно-глинистая) ассоциация, образующая пласты до 20 м, представлена переслаивающимися между собой серыми, синевато-серыми, бурыми и другого цвета тонкозернистыми глинистыми сланцами и туфо-сланцами с прослоями доломитов (песчанистых и кремнистых), песчаников с карбонатным цементом. Слоистость пород горизонтальная, тонкая, иногда прерывистая. Это образования спокойного морского бассейна. В ряде случаев туфогенные породы ассоциируют с озерными или аллювиальными отложениями.

Кремнисто-доломитовая ассоциация имеет в своем составе в основном разнозернистые (чаще тонко- и мелкозернистые), разноцветные (белые, розовые, красные, бурые) доломиты, реже известняки. Основной особенностью этих пород является наличие в них значительного количества кремнистого материала, который слагает слои, линзообразные прослои, желваки различной формы и размеров. Располагаются они согласно со слоистостью вмещающих пород. Кварцевые (кремнистые) включения и слои слагаются тонкозернистой плотной породой с полураковистым изломом. Цвет их обычно серый и темно-серый, розовый, коричневый и т. д., но всегда более темный, чем у вмещающих пород. В некоторых кремнях наблюдается тонкая слоистость, и они имеют яшмовидный облик.

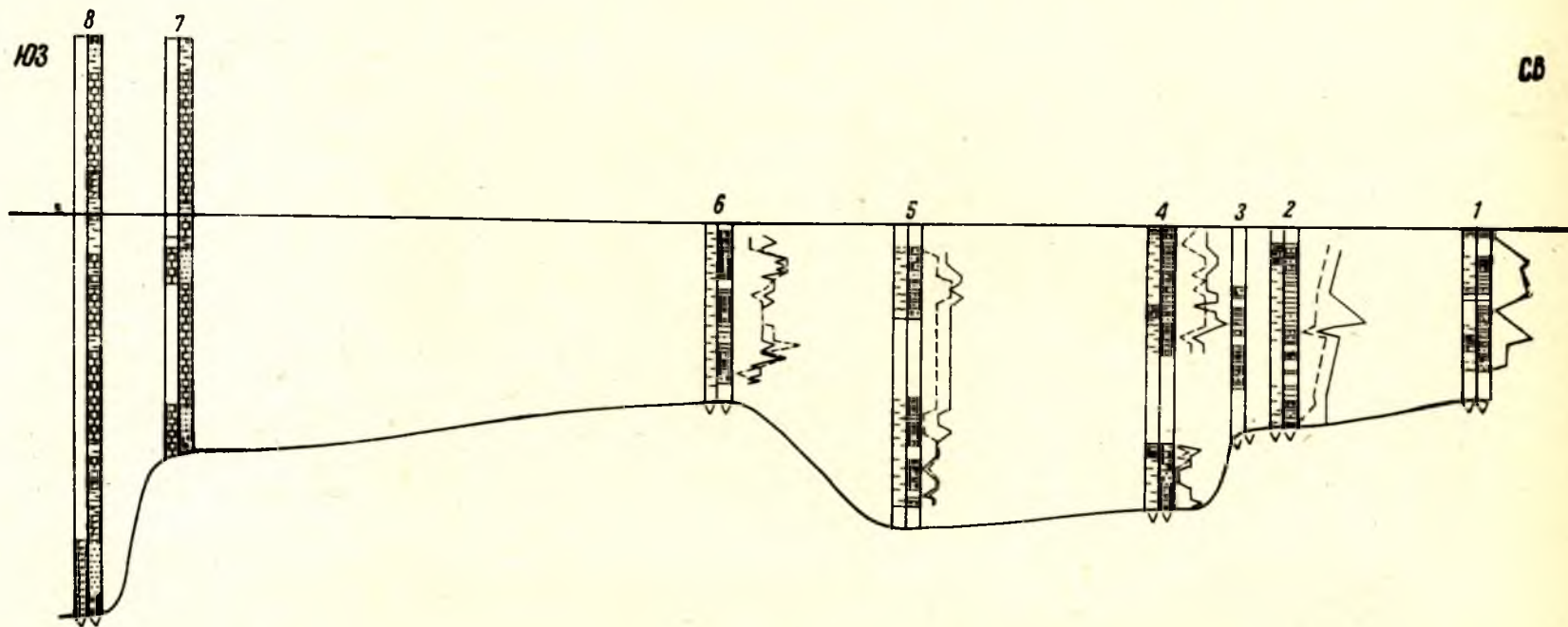
В кремнях микроскопически устанавливается микрогранобластовая, мозаичная структура и кварцевый, кварцево-карбонатный и, реже, апатито-кварцевый состав. Кварцевые зерна величиной 0,009—0,05 мм имеют овальные, прямолинейные, извилистые контуры и тесно соприкасаются друг с другом. Кремни содержат, кроме того, тонкодисперсную примесь, по-видимому, слюдяных и рудных минералов.

Для карбонатных пород этой ассоциации характерны горизонтальная, иногда прерывистая слоистость и стилолитовые швы. Это отложения морского бассейна, куда в значительном количестве поступал вулканогенный кремнистый материал. С генетической точки зрения

Фиг. 161. Профиль I—I (фациальный) для средней подтолщи ятулия по линии г. Повенец — оз. Липъярви:

1—8 — указаны на фиг. 159. Условные обозначения фациальных обстановок приведены на фиг. 146.

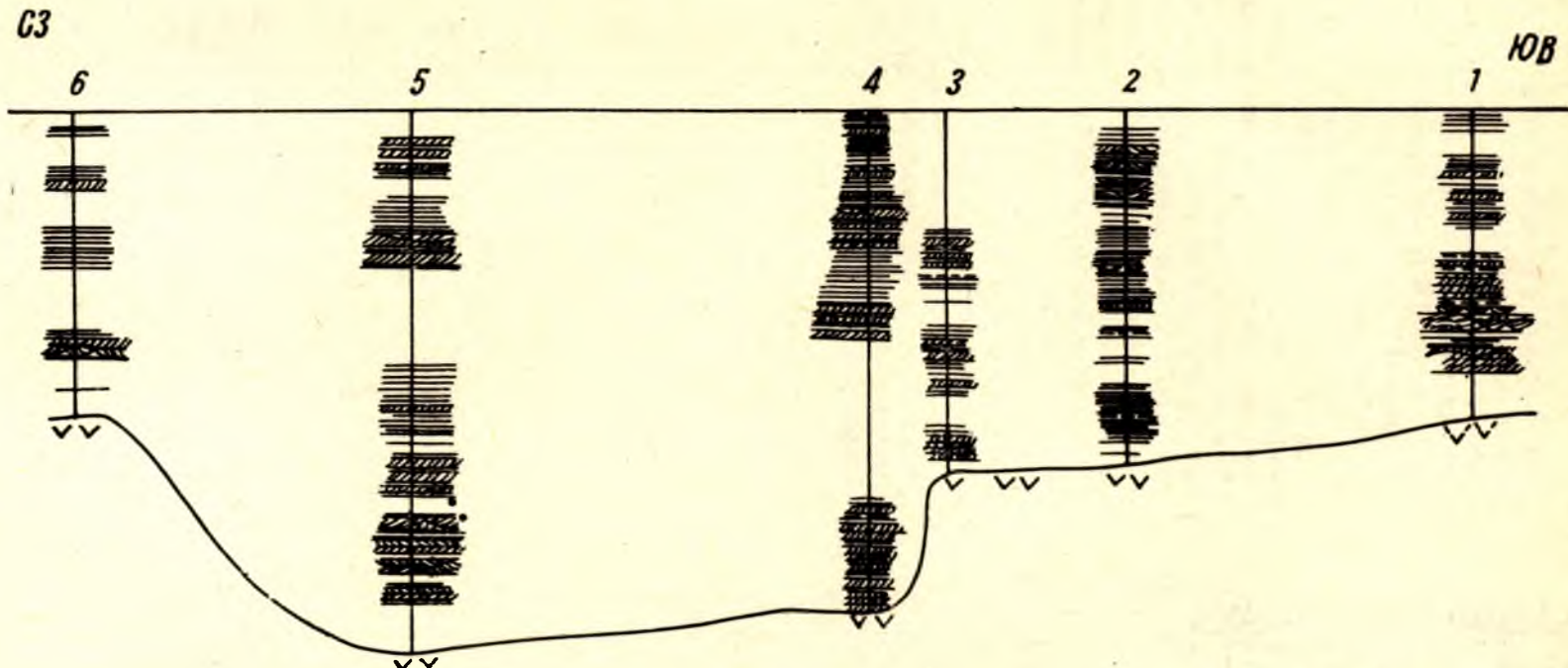




Фиг. 162. Профиль VI—VI гранулометрического и вещественного состава для средней осадочной подтолки ятулия по линии восточный берег оз. Сегозера — оз. Селецкое — оз. Суоярви:

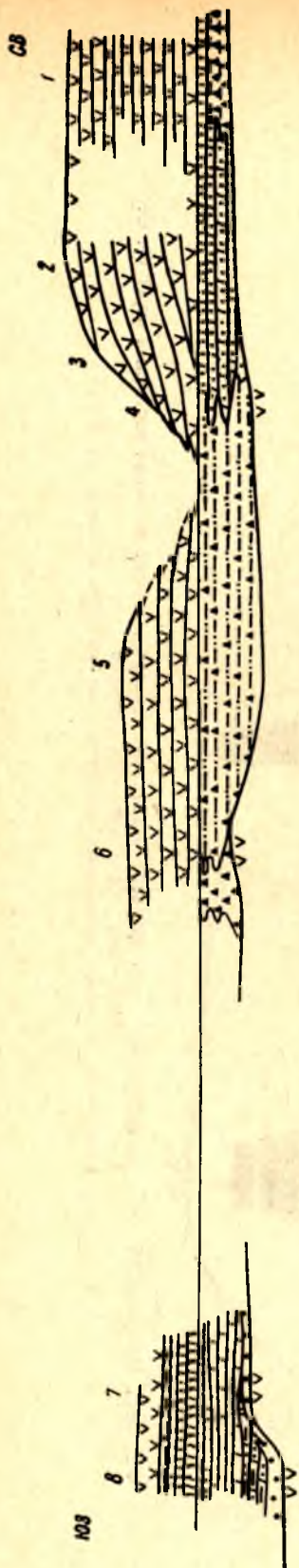
1— о. Шенонсаари, оз. Сегозеро; 2—д. Погост; 3— оз. Селецкое, северный берег; 4— д. Сельги, оз. Селецкое; 5—р. Янгозерка; 6— оз. Чинозеро; 7, 8— оз. Суоярви.

Условные обозначения гранулометрического и вещественного состава пород приведены на фиг. 144.



Фиг. 163. Профиль VI—VI (текстурный) для средней осадочной подтолщи ятулия по линии восточный берег оз. Сегозера — оз. Селецкое — оз. Суоярви:

1—5 — указаны на фиг. 162. Условные обозначения текстурных особенностей приведены на фиг. 145.



этот материал в основном является продуктом фумарольно-сульфатной деятельности ятулийского вулканизма. Не случайно поэтому эти образования выделялись (В. А. Соколов, А. П. Светов, 1967) как отложения «карбонатно-яшмовой субфации» в составе «отдаленно-кремнистой фации».

Гематито-доломито-глинистая ассоциация сложена песчано-глинистыми, глинистыми сланцами, оруденелыми кремнистыми доломитами, песчаниками и кварцевыми конгломератами. В распределении этих пород в вертикальном разрезе наблюдается определенная закономерность: в основании залегают глинистые сланцы с прослоями доломитов, выше — сланцы и еще выше — песчаники и конгломераты. По простирацию состав пород меняется за счет изменения мощности и выклинивания прослоев и т. д. Гематит в виде табличек, игольчатых зерен, аморфной массы образует линзы, прослои, неправильной формы скопления, которыми обогащен обычно глинистый сланец. Мощность рудных сланцев, темно-лиловых, темно-серых и черных тонкозернистых пород, не выдержана по простирацию и меняется от 0,1 до 5—8 м. Количество железа (валового) в них достигает 35—40%. В описываемых породах имеется тонкая горизонтальная прерывисто-линзообразная слоистость. На плоскостях напластования развиты трещины усыхания; в песчаниках — мелкие серии с разнонаправленной косою слоистостью. В фациальном отношении это осадки регрессирующего морского бассейна с периодическим осушением дна.

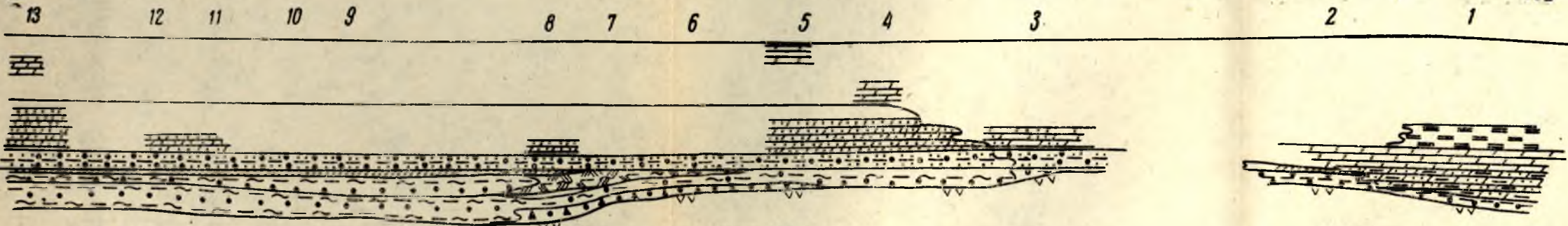
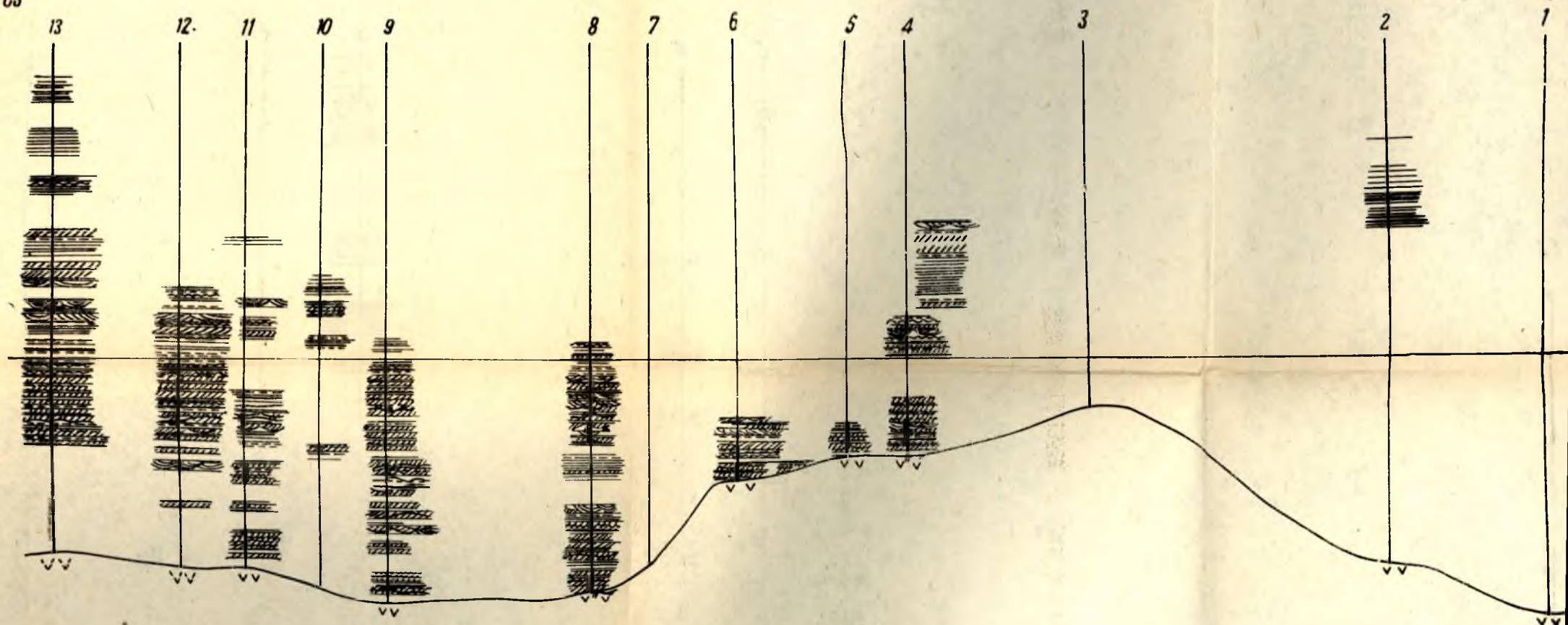
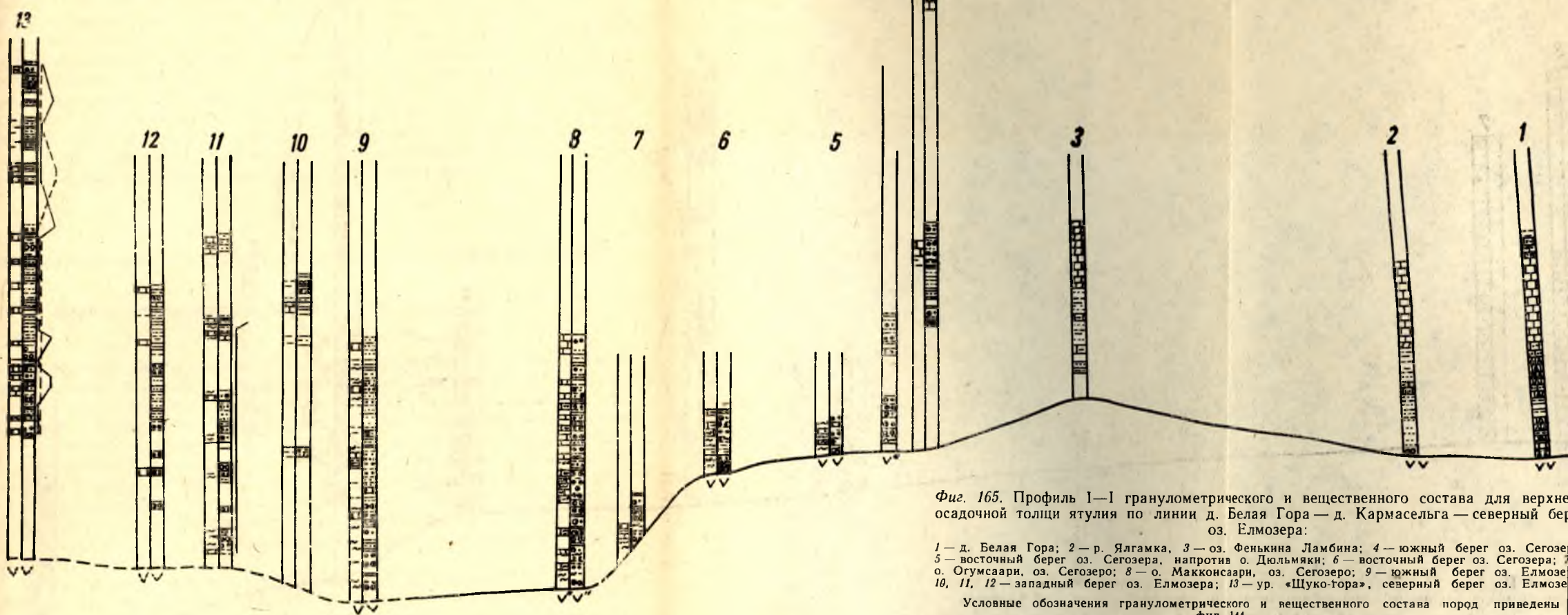
Соединения железа, характерные для данной ассоциации, были, по-видимому, вынесены в бассейн из районов активной фумарольно-сульфатной деятельности, связанной с ятулийским вулканизмом.

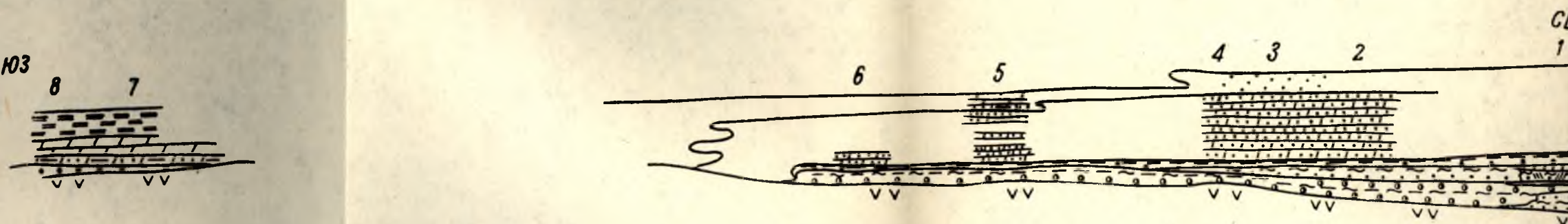
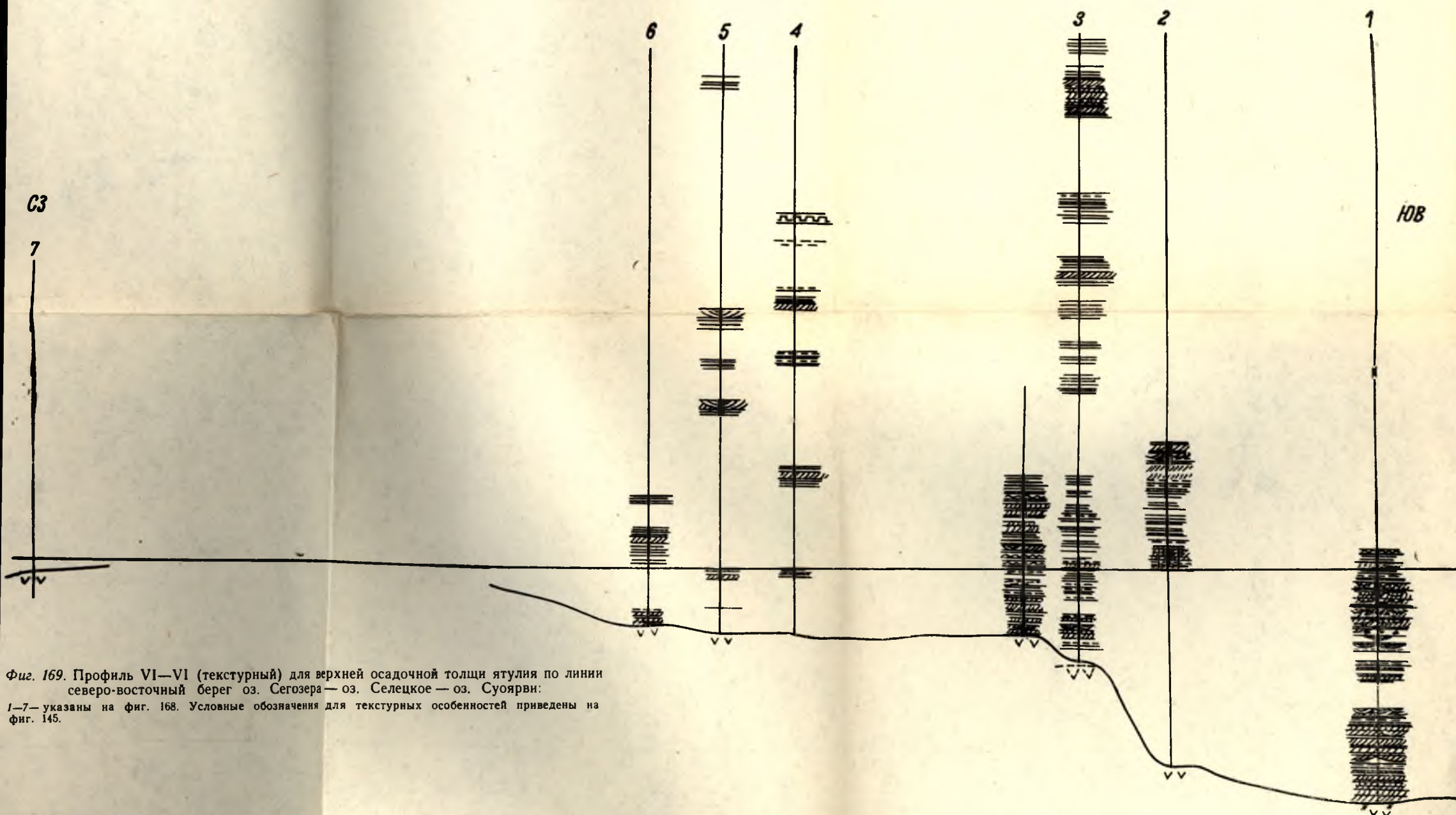
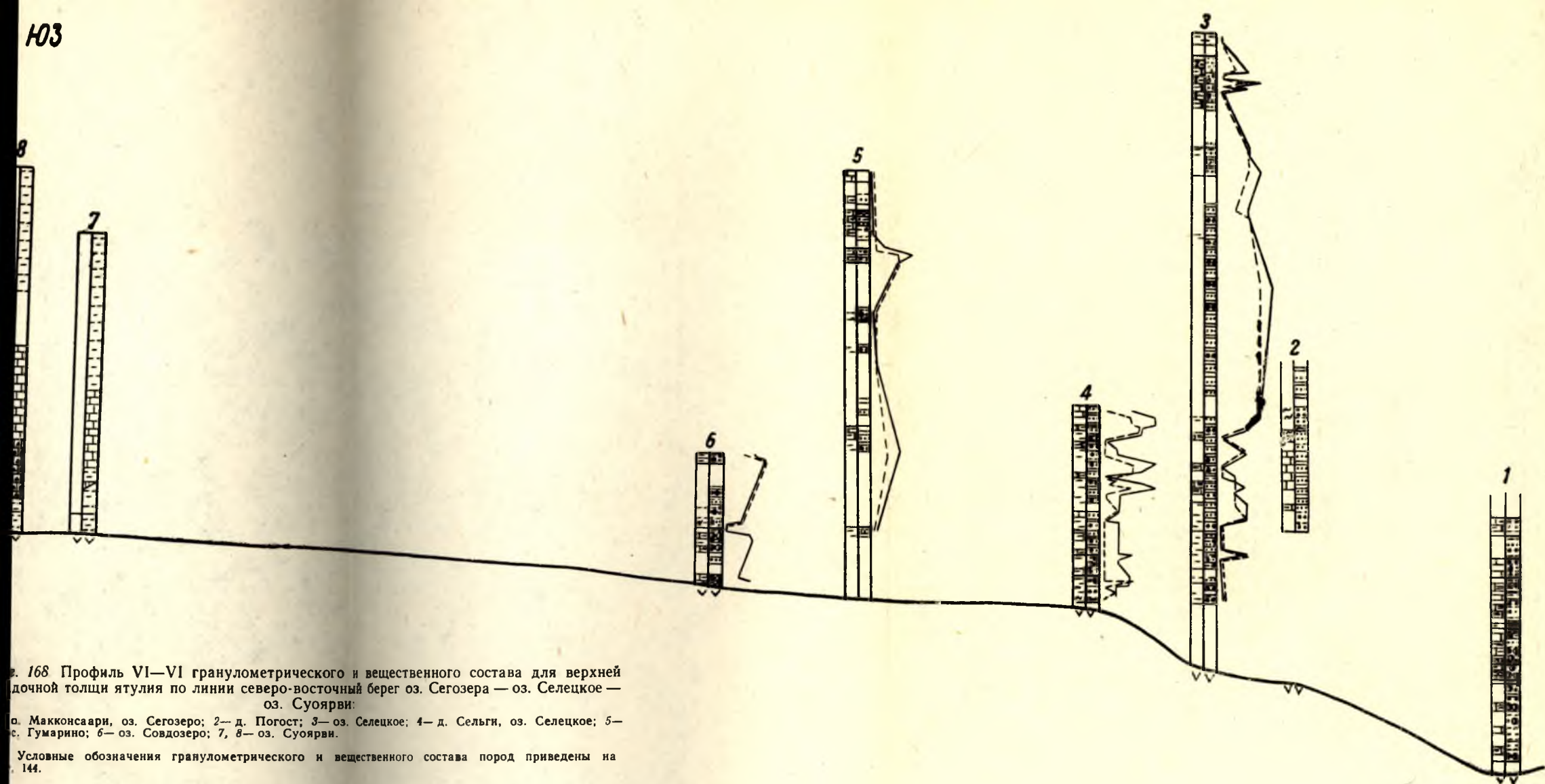
В ходе дальнейшего изучения ятулийских отложений будут, вероятно, выделены и другие вулканогенно-осадочные ассоциации (туфшунгитовые, туфо-кремнистые, медьсодержащие и пр.).

Выше были кратко охарактеризованы основные фациальные обстановки (группы фаций и фации), которые присущи ятулийским образованиям. Изучение и выяснение место-

Фиг. 164. Профиль VI—VI (фациальный) для средней толщи по линии восточный берег оз. Сегозера — оз. Селецкое — оз. Суоярви:

1—8 — указаны на фиг. 162. Условные обозначения фациальных обстановок приведены на фиг. 146.





Фиг. 170. Профиль VI—VI (фациальный) для верхней осадочной толщи ятулия по линии северо-восточный берег оз. Сегозера — оз. Селецкое — оз. Суоярви: 1—7—указаны на фиг. 168. Условные обозначения фациальных обстановок приведены на стр. 146.

расположения и смены этих обстановок на площади и в разрезе позволило проследить основные этапы истории геологического развития территории Центральной Карелии за ятулийское время и выявить основные палеогеографические черты отдельных этапов этого развития. С этой целью были составлены фациальные схемы для периодов образования базальных отложений, отложений первой, второй, третьей и четвертой пачек, а также конца нижнего ятулия, для начала и конца среднего ятулия и для периода начала конца верхнего ятулия, т. е. всего восемь схем.

Однако такое, казалось бы, дробное деление разреза ятулийских отложений на восемь отрезков не позволило в полной мере показать на картах историю миграции фаций за все время формирования ятулийских образований. Поэтому на некоторых картах границы между фациальными обстановками показаны условно, как бы в средней части зоны сочетаний «клиньев» различных фациальных обстановок, т. е. карта не могла учесть все особенности в последовательной смене (в разрезе и на площади) различных фациальных обстановок.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЯТУЛИЯ

Период формирования базальных образований ятулия

После разрушения нижнепротерозойских геосинклинальных сооружений, которое послужило источником образования сариольских полимиктовых толщ осадков и завершилось отложением граувакковых песчаников и тонкослоистых сланцев, после незначительной складчатости и последующего выравнивания территории начинается формирование кор выветривания, знаменующих собой начало ятулийского времени. По-видимому, первоначально процессы химического выветривания преобладали на подавляющей части рассматриваемого региона и, вероятно, за его пределами, что подтверждается распределением на площади известных проявлений кор выветривания на всех доятулийских породах (фиг. 172).

Однако в ряде районов эти образования в значительной мере эродированы или совершенно размыты, и ятулийские отложения залегают непосредственно на невыветрелых доятулийских породах. Выделение площадей развития кор выветривания и областей, где они разрушены, дает в некоторых случаях основание для восстановления условий формирования доятулийского рельефа, т. к. можно предполагать, что областям эрозии кор выветривания генетически соответствуют зоны сочленений глыб фундамента.

Изучение состава ятулийских пород показывает, что образование их шло в основном за счет размыва в той или иной степени развитых кор выветривания, постоянно существовавших в областях сноса. Это обстоятельство придает ятулийским корам выветривания, помимо геологического значения как важного маркирующего горизонта в составе докембрия, определенный практический интерес.

Работами ряда исследователей (Д. П. Сердюченко, 1956; А. В. Сидоренко, 1961, 1963; В. К. Головенко, 1966) убедительно доказывается, что метаморфизованные осадочные породы сохраняют основные особенности химического состава исходной породы. В отношении кор выветривания это положение подкрепляется данными о закономерном изменении хи-

мического состава в профилях выветривания. Так, в частности, наблюдается обогащение верхних зон выветривания полуторными окислами (Al_2O_3 , Fe_2O_3), Ti , K и Mg , а также уменьшение в этих зонах количества Na и Ca . Метаморфические процессы привели к минералогической переработке исходного минерального вещества, но не затушевали полностью закономерности в распределении химических компонентов. Поэтому, опираясь на данные о химическом составе древних кор выветривания, возможно сравнить их с более молодыми корами выветривания и на этой основе провести реставрацию условий их образования.

Ятулийские коры выветривания по своему составу наиболее близки к сиалитному орто- и параэлювию С. Б. Полюнова (1934) с соответствующими производными аккумуляциями (в частности, обызвесткованный элювий).

Отличительной особенностью состава ятулийских кор выветривания является то, что в верхних зонах их происходит повышение содержания K и Mg , а не уменьшение, как следовало бы ожидать, учитывая высокую подвижность этих элементов. Для объяснения данной особенности была предпринята попытка получить некоторые сведения о первичном химическом составе образовавшихся в коре выветривания глинистых минералов. С этой целью из химических анализов образцов из различных зон коры выветривания в соответствии с результатами количественно-минералогического анализа их были исключены определенные количества химических элементов, участвующих в составе первичнонеглинистых минералов (кварц, остатки плагиоклазов и др.). Остаток в какой-то степени характеризует соотношение в первичноглинистых фракциях разных зон выветривания. Полученные величины этого соотношения в верхней части всех изученных разрезов близки к 1 : 1, что могло бы указывать на преимущественно каолинитовый состав глинистых минералов в данной зоне, тогда как в нижележащих зонах соотношение примерно равно 3 : 1, как в современных гидрослюдистых глинах.

Высокое содержание K и Mg в нижних горизонтах очевидно вполне оправдано, так как гидрослюды типа иллита содержат их в больших количествах. В верхней же «каолинитовой» зоне коры выветривания естественно предположить обогащение ее калием после захоронения коры выветривания в результате действия на исходные глинистые продукты выветривания щелочных грунтовых вод. Возможность таких переходов в довольно короткие сроки отмечалась для молодых глин (М. Ф. Викулова, 1957).

Вообще повышение содержания K и Mg подтверждает выводы А. П. Виноградова и А. Б. Ронова (1956) о больших содержаниях этих элементов в породах докембрийского возраста по сравнению с более молодыми. Уменьшение данных величин в течение геологической истории Земли объясняется сокращением доли гранитоидов в составе пород питающих провинций (Н. М. Страхов, 1960, ч. II).

Кроме того, повышенное по сравнению с нижележащими горизонтами содержание Mg , не соответствующее составу каолинита, вероятно, можно объяснить частичным накоплением в коре выветривания минералов группы галлуазита или магнезиальных силикатов типа сепиолитакеролита. Данные минералы более характерны для несколько засушливого климата, с предположением о котором хорошо согласуется образование обызвесткованного элювия и наличие карбонатных линз в составе нижнего горизонта коры выветривания. Таким образом, исходя из химического состава профилей выветривания, можно сделать заключение, что формирование кор выветривания происходило в условиях теплого, недостаточно влажного климата, который обуславливает появление

гидрослюдистых и каолининовых, возможно, галлуазитовых типов глин.

Некоторые карбонатные образования, в частности обогащенный карбонатом горизонт в разрезе коры выветривания на сариолийских конгломератах и горизонты с повышенным содержанием карбонатов в других разрезах базальных образований, отмечают собой, по-видимому, древний уровень грунтовых вод, являясь образованиями, аналогичными по своему генезису так называемому «шоху» (Д. В. Наливкин, 1956), «Caliche kapkar hardpan» (Н. М. Страхов, 1962). В пределах этих горизонтов во всех разрезах происходит скачкообразное усиление степени выветрелости полевых шпатов.

Карбонат, слагающий линзы в элювиально-делювиальных брекчиях, представлен главным образом мелко- и тонкозернистым доломитом с прослойками кальцита. Садка доломита в мелких водоемах может быть объяснена принадлежностью последних к озерам содового типа (Н. М. Страхов, 1951), периодическое опреснение которых поверхностными и грунтовыми водами вызывает осаждение кальцита (Н. М. Страхов, 1951; В. А. Соколов, 1964). Высокое парциальное давление CO_2 в атмосфере, предполагающееся для докембрия очень многими исследователями (Н. М. Страхов, 1951; К. И. Лукашев, 1963 и др.), широкое развитие здесь гранитных пород, обусловивших поступление в бассейны большого количества щелочей и щелочных земель, делают высказанное предположение весьма реалистичным.

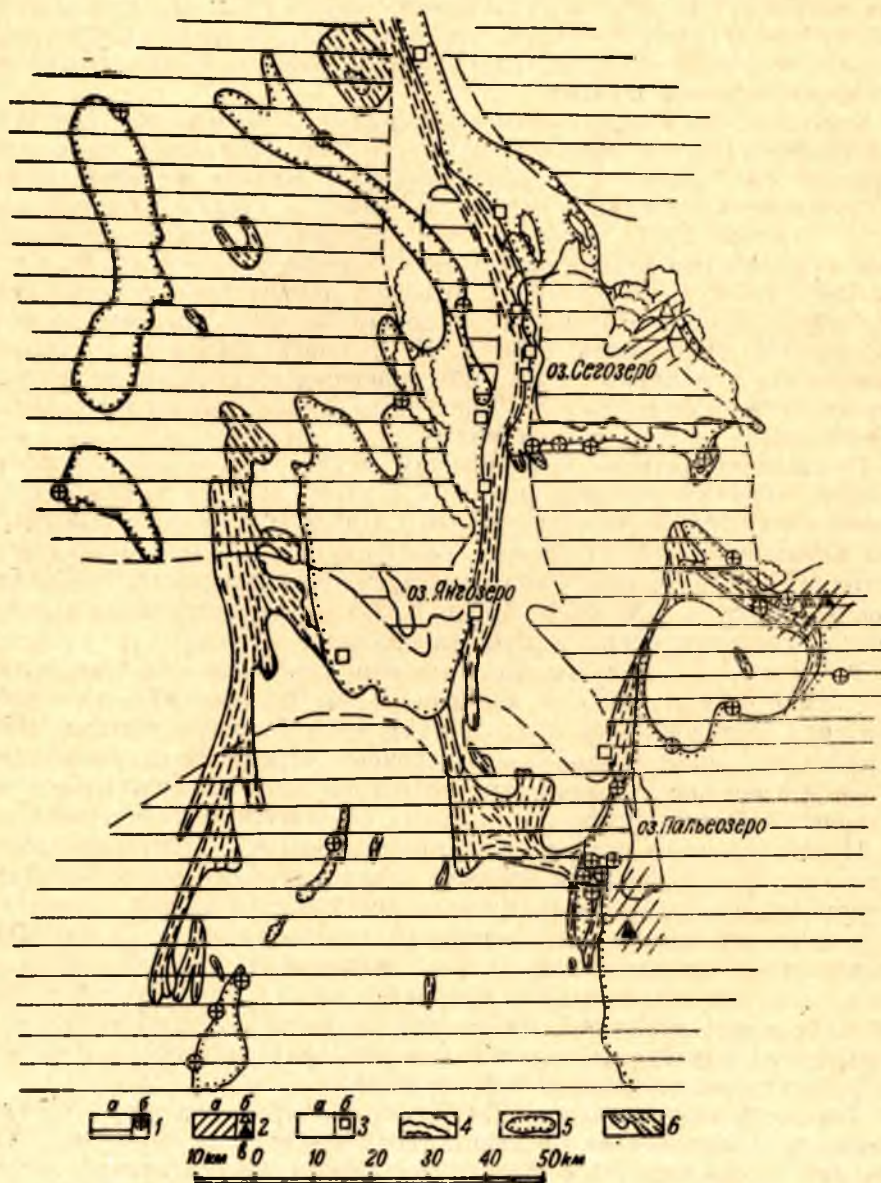
Важным признаком, позволяющим судить о составе атмосферы в ятулии, является соотношение окиси и закиси железа в свежих и выветрелых породах. Химические анализы (табл. 9) в разделе «Петрография» показывают, что от свежих, незатронутых выветриванием пород, до верхних частей горизонта коры выветривания соотношение $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ меняется от 2,84 до 4,36 или от 2,55 до 6,32, т. е. устанавливается высокая степень окисления пород в зоне гипергенеза.

Это может свидетельствовать о наличии свободного кислорода в составе атмосферы ятулийского времени (В. М. Чернов, 1960), т. к. работами ряда исследователей (Гольдшмидт, 1943; Ранкама, Сахама, 1950) показано, что породы, однажды окисленные, стремятся сохранить свой кислород в течение метаморфизма до тех пор, пока в конце концов они не теряют избыток кислорода во время анатексиса и палингенеза.

Исключением из указанной закономерности является профиль выветривания с образованием брекчий с карбонатным цементом. Здесь соотношение $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ в гранитах равно 2,24, а в валунах гранита — 1,8, т. е. намечается обратная картина — потеря окисного железа. Объяснение этого явления можно видеть в фаціальных условиях образования элювиально-делювиальных брекчий в водной среде (карбонатный цемент брекчий), в которой обломочный материал под прикрытием воды не подвергался воздействию свободного кислорода атмосферы и которая могла иметь восстановительный характер.

Таким образом, изучение древних кор выветривания дает основание, помимо установления их большого геологического значения, высказывать ряд предположений о физико-географической обстановке времени их образования. Формирование ятулийских кор выветривания происходило на поверхности слабо расчлененного плато в условиях теплого, недостаточно влажного климата, при наличии в атмосфере свободного кислорода и большого количества CO_2 , при кислой реакции атмосферных вод, щелочной или слабо щелочной — грунтовых и резко щелочной — мелких водоемов во впадинах рельефа.

Картирование площадей развития коры выветривания (фиг. 171) и связанных с ней производных аккумуляций позволяет несколько детализировать выводы относительно рельефа доятулийского субстрата. В частности, прослеживающаяся вдоль оз. Елмозера, оз. Селецкого и западного берега Сегозера к району озер Маймъярви и Янгозера и далее на запад полоса, в которой ятулийские осадки ложатся на свежую поверхность более древних пород, без сомнения указывает на то, что во



Фиг. 171. Палеофациальная схема для раннеятулийского времени (период формирования коры выветривания):

1—предполагаемые области развития коры выветривания (а) и ее обнажения (б); 2—предполагаемые области развития элювиально-делювиальных образований (а), обнажения обвесткованного элювия (б) и элювиально-делювиальных брекчий (в); 3—области эрозии коры выветривания (а) и соответствующие обнажения (б); 4—отложения конусов выноса (пролювий); 5—контуры ятулийских структур; 6—площади распространения доятулийских зеленокаменных и сланцевых образований.

время образования кор выветривания на других участках здесь происходила эрозия пород основания. Это могло иметь место в том случае, если первоначально выровненный рельеф основания тут был нарушен тектоническими блоковыми подвижками. Таким образом, на рассматриваемой территории для раннеятулийского времени отчетливо выделяются по крайней мере два крупных блока основания, из которых северо-западный был опущен. Последнее утверждение основывается на том факте, что в данном районе пролювиальные отложения местами перекрывают образования коры выветривания и, кроме того, направления сноса, устанавливаемые по замерам косой слоистости в соответствующих отложениях, ориентированы преимущественно в сторону этого блока.

На поверхности северо-восточного блока продолжалось образование коры выветривания, что и привело здесь к образованию проработанного профиля выветривания. Между этими блоками можно по величине различать еще блок «второго» порядка, расположенный между истоком р. Лужма, оз. Маслозером и д. Шалговары, на поверхности которого также была интенсивно развита кора выветривания. По результатам математического анализа этот блок, возможно, был даже выше соседних частей большого блока.

Области, пограничные между блоками, интенсивно разрушались и давали начало пролювиальным отложениям, особенно широкое развитие которых наблюдается на восточном краю малого блока (в полосе, прослеживающейся через оз. Пизанец и г. Эннингваара).

На поверхности большого блока сравнительно выравненных участков, на которых развивается кора выветривания, местами (по-видимому, на склонах пенеплена) встречаются довольно пересеченные участки. При отсутствии стока в таких участках формируется обызвесткованный элювий (о. Лехта-I, Глухая губа оз. Сегозера) и линзы карбонатов, отвечающие бессточным впадинам рельефа.

В случае хорошего дренажа пересеченность рельефа больше (относительное превышение достигает 40—50 м), и здесь накапливаются типичные элювиально-делювиальные образования, связь которых с механическим разрушением пород фундамента очевидна.

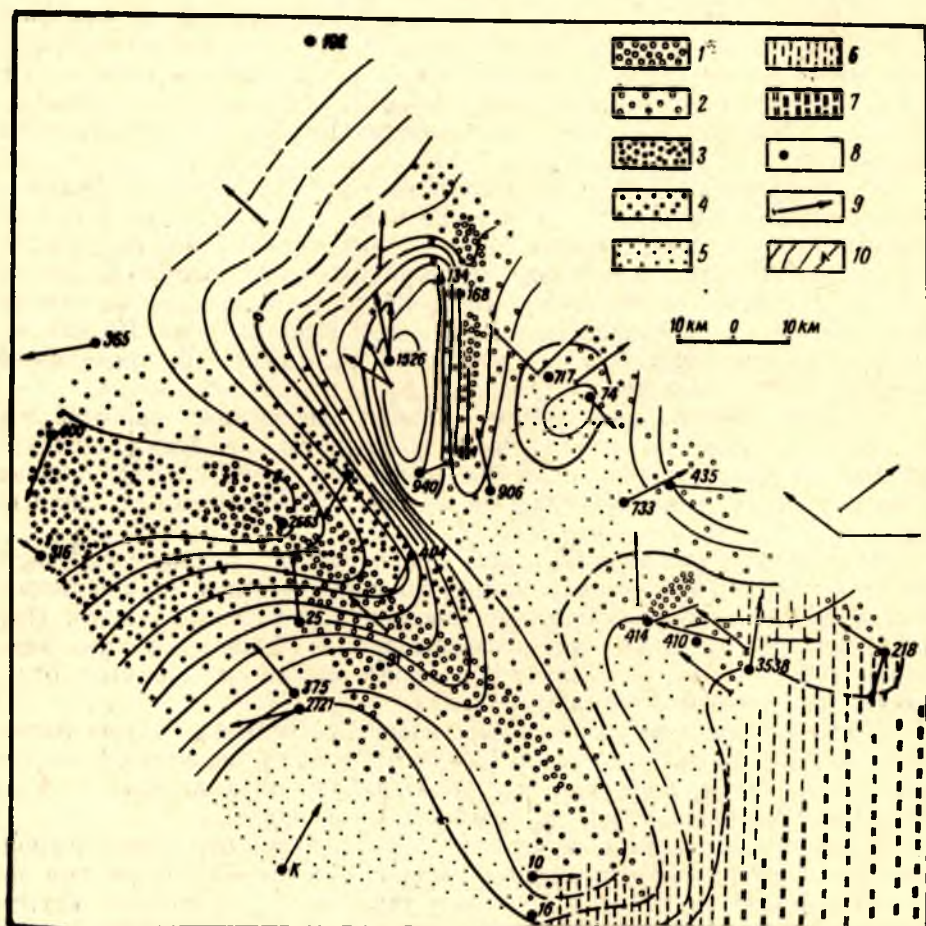
Заканчивая рассмотрение периода формирования кор выветривания, следует подчеркнуть, что последние распространены и за пределами изученной территории, что можно сказать также и о производных аккумуляциях. Изучению этих образований в дальнейшем должно быть посвящено самое пристальное внимание исследователей.

Формирование нижнеятулийских отложений

Период образования отложений первой пачки

После продолжительного периода пенепленизации страны произошло расчленение ее на блоки различных размеров, конфигурации и с разной амплитудой вертикальных движений. О морфологии развивающихся во времени понижений и поднятий дает представление схема изолиний фазы подошвы ятулия (фиг. 172), рассчитанная по кривым мезоритмам средней грубости, определенным для ряда разрезов нижней осадочной подтолщи ятулия. (Более подробно об этой схеме см. в конце данного раздела.)

В результате компенсации осадконакоплением развивающихся погружений в период образования пород первой пачки в северной части описываемой территории образовались осадки суммарной мощностью до 600—1000 м. В южном направлении мощность осадков сокращается, а в ряде пунктов установлено выклинивание отложений первой пачки.

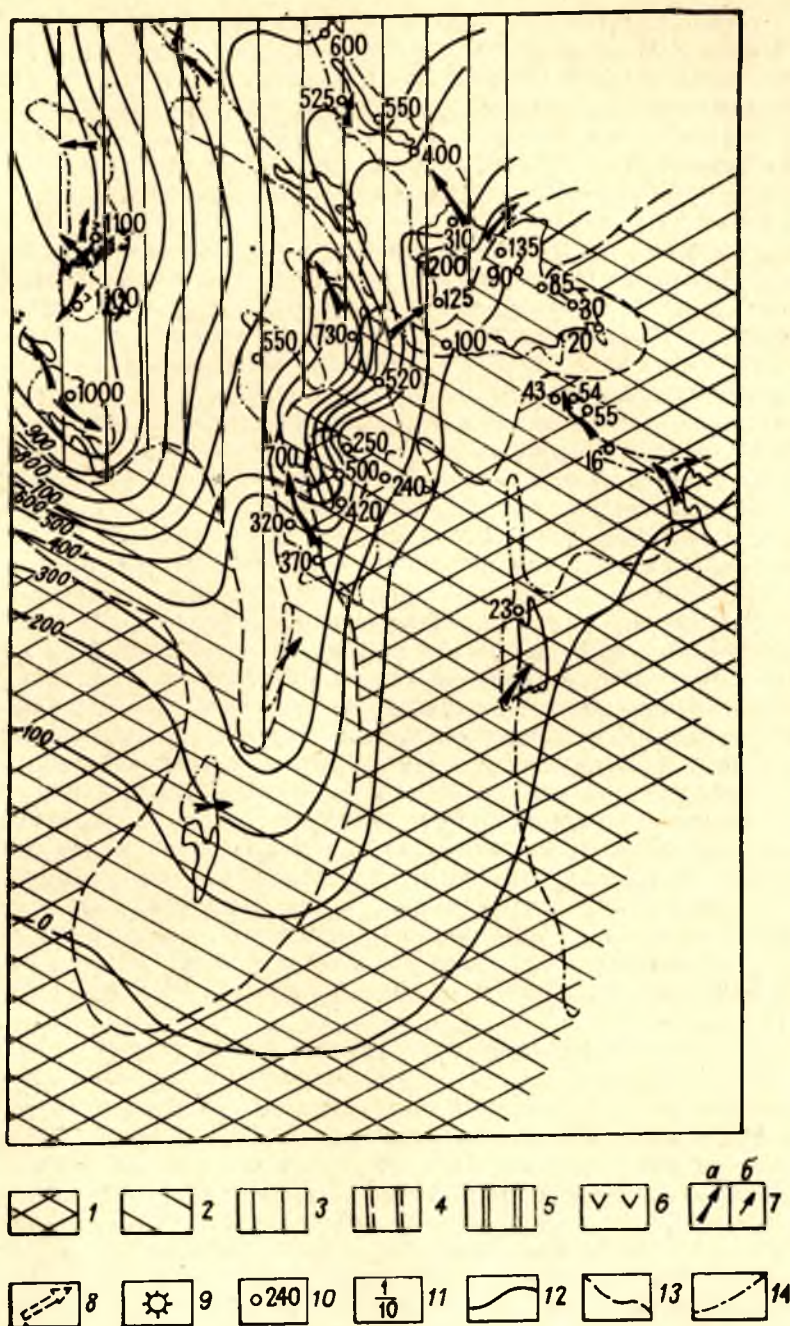


Фиг. 172. Схема изолиний начальной фазы мезоритма средней густоты нижнего ятулия:

1—кварцевые конгломераты, мощность более 100 м; 2—кварцевые конгломераты, мощность от 10 до 100 м; 3—грубообломочные аркозы, мощность более 100 м; 4—грубообломочные аркозы, мощность от 10 до 100 м; 5—область распространения коры выветривания; 6—районы перехода к области сноса; 7—область сноса; 8—положение и номер разреза; 9—направление среднего вектора азимуты падения косою слоистости—длина стрелки пропорциональна среднему модулю; 10—изолинии начальной фазы мезоритма в подошве ятулия.

По сумме литологических признаков в осадках на описываемой территории выделено три фациальных обстановки: бассейновая, прибрежная и континентальная, из которых наиболее отчетливо проявлены бассейновая и континентальная (фиг. 173).

На карте выделены две области развития отложений, образовавшихся в континентальной фациальной обстановке. Одна из них располагается в районе Прионежья, и извилистая граница ее проходит южнее оз. Сегозера — оз. Селецкого и от оз. Янгозера уходит



Фиг. 173. Палеогеографическая схема I пачки нижнего ятулия:
 1—области континента; 2—области прибрежной фацальной обстановки;
 3—области бассейна терригенного осадконакопления; 4—области бассейна терригенного осадконакопления с периодическим осушением; 5—области бассейна карбонатного осадконакопления; 6—площади развития основных эффузивных пород; 7—направления сноса обломочного материала по замерам падения слоев косою слоистости: а—массовые замеры, б—единичные замеры; 8—направления течения лав; 9—центры излияний основных лав; 10—пункты расположения разрезов и мощности осадков; 11—количество лавовых потоков и их суммарная мощность; 12—изолинии мощностей; 13—контуры предполагаемых фацальных обстановок; 14—контуры ятулийских структур.

на юг, другая область расположена западнее оз. Суоярви и пос. Костамукса и южнее оз. Лубосалми, причем сразу же следует оговорить, что эта область выделена гипотетически, т. к. здесь не сохранились ятулийские континентальные отложения, которые в районе Прионежья представлены озерными, делювиально-элювиальными, элювиально-пролювиальными, аллювиальными группами фаций. Озерная группа фаций описана в районе г. Медвежьегорска, оз. Сундозера.

Элювиально-делювиальная группа фаций установлена в районе г. Медвежьегорска, оз. Сундозера, а также в районе оз. Сегозера. При описании базальных отложений эти породы уже частично были охарактеризованы. Однако образование их во времени трудно датировать, и часть их, вероятно, формировалась во время накопления пород первой пачки. Так, в районе д. Лумбуши, западнее Медвежьегорска, гранитные элювиально-делювиальные брекчии, а иногда и кварцевые брекчии подстилают озерные отложения или фациально сменяют их.

Пролувиально-делювиальная группа фаций описана в обнажениях у оз. Энингиламби, на о. Гриданосари и Глухой губе оз. Сегозера и т. д., т. е. за пределами площади континентальной фациальной обстановки, показанной на карте. Эти отложения залегают в основании разреза первой пачки и перекрыты прибрежными бассейновыми осадками.

Аллювиальная группа фаций описана в районе к северо-западу от г. Медвежьегорска, в районе д. Святаволок, оз. Маймъярви и т. д. Аллювиальные образования заполняют долины древнего рельефа различной глубины. Гранулометрический состав пород варьирует в широких пределах, от конгломератов до тонкозернистого песчаника. Осадки представлены средне- и мелкогалечными конгломератами, разнозернистыми гравелитами и песчаниками с различной степенью сортировки и окатанности обломочного материала. В минералогическом отношении это, как правило, чистые кварцевые породы (кварциты, кварц, железистые кварциты), однако с большим разнообразием аксессуарных минералов: циркон, гранат, монацит, апатит, рутил, турмалин, магнетит, гематит, мартит, пирротин, пирит и др. Ритмичность в строении разрезов этих осадков выражена слабо и определяется некоторым уменьшением размера обломочного материала от подошвы к кровле. Границы ритмов нечеткие. Мощность ритмов варьирует от 0,8—3,5 м (I—3—A, A¹) до 4,5 м (I—3—Б).

В этих породах наблюдаются крупные параллельные косые серии с прямыми слоями (I—1—A—a), прерывистые линзовидные косослоистые серии и др. По сумме признаков здесь выделяются разнофациальные осадки, среди которых В. З. Негруца (1966) на основании детальных исследований выделил, например, в районе озер Янгозера, Маймъярви фации русел реки и приустьевой отмели, приустьевой (дельтовой) и пойменной фации.

Отложения континентальной фациальной обстановки с кратко охарактеризованными выше группами фаций занимают в настоящее время небольшие площади, но и во время образования пород первой пачки в пределах показанной площади их распространения они также имели локальное развитие. Наряду с участками аккумуляции континентальных осадков здесь располагались и участки разрушения — области сноса обломочного материала, который, судя по направлению падения косой слоистости, транспортировался в основном в северном, северо-западном и западном направлениях, т. е. в области распространения отложений терригенно-бассейновой фациальной обстановки.

Бассейновая фациальная обстановка терригенного осадконакопления почти в течение всего времени формирования осадков

первой пачки нижнего ятулия существовала на площади к северу и северо-западу от широты южного берега озер Елмозера, Маслозера и Мотко. К югу от указанной линии бассейн заходил лишь в конце периода формирования осадков первой пачки и достигал широты южного берега оз. Сегозера несколько южнее оз. Маймъярви. Кроме того, вторая область развития бассейновых отложений располагалась восточнее и севернее оз. Суоярви. Осадки данной фациальной обстановки переходят в прибрежные и перекрывают их.

Бассейновая фациальная обстановка включает группы фаций открытого бассейна с донными течениями и интенсивного погружения с накоплением терригенного осадка, бассейна терригенного накопления с редкими донными течениями и бассейна с терригенно-карбонатным осадконакоплением.

Осадки бассейна с циркулирующими донными течениями представлены крупно-, средне- и мелкозернистыми песчаниками. Сортировка обломочного материала и степень окатанности улучшается в осадках снизу вверх до хорошей. При этом зернистость убывает к кровле, а сортировка улучшается.

Осадки обладают горизонтальной простой мелкой слоистостью сплошной или прерывистой ($V-2-A-a$, б); часто с ритмичным строением слоев ($V-2-B-a$). Серии крупной параллельной косои слоистости ($I-1-A-a$) характерны для осадков нижней части разреза, в верхней части преобладают песчаники с горизонтальной слоистостью. По составу породы кварцевые и полевошпато-кварцевые. Ритмичность в осадках проследить трудно. Местами при наличии косослоистых песчаников намечаются ритмы ($I-1-B$), мощность их широко варьирует, границы нечеткие, ровные. Анализ мощностей осадков указывает на интенсивные прогибания дна бассейна в этот период с увеличением амплитуды прогибания в северо-западном направлении.

Группа фаций бассейна спокойного осаджения с редкими донными течениями и устойчивым прогибанием существовала в продолжении всей жизни бассейна, охарактеризованного выше.

Осадки представлены средне- и мелкозернистыми песчаниками и кварцито-песчаниками хорошей сортировки и степени окатанности (ритмы $I-1-A$). Породы имеют мономинеральный кварцевый состав обломочного материала, слюдистый и кварцево-слюдистый цемент. Песчаники и кварцито-песчаники обладают четкой мелкой горизонтальной слоистостью. Серии с крупной пологой косои слоистостью встречаются редко. Мощность осадков с указанными литологическими особенностями довольно устойчиво возрастает в северо-западном направлении, от 25 м — в районе южного берега оз. Сегозера до 300—400 м — в районе оз. Елмозера. Осадки выклиниваются в разрезах района Прионежья.

Группа фаций бассейна с терригенно-карбонатными осадконакоплениями имеет значительно меньшее распространение.

В составе цемента породы содержат карбонат, до 15—30%, и слюдистый материал. В разрезах прослежены только горизонтально-слоистые средне- и мелкозернистые песчаники. Они распространены локально и прослежены в разрезе выше отмеченных уже бассейновых отложений, располагаясь ближе к береговой зоне бассейна. Это, возможно, фации лагун, в которые с континента поступал и обломочный и карбонатный материал.

Отложения, образовавшиеся в прибрежной фациальной обстановке, условно показаны на карте в виде полосы различной ширины на границе между отложениями бассейновой и континентальной фациальных обстановок. Во времени из-за пульсационных колеба-

тельных движений происходило смещение этой «полосы» то в одну, то в другую сторону. Здесь отмечены фации пляжа и пологого, периодически осушаемого берега.

Прибрежная пляжевая группа фаций сменяет осадки пролювия в районе оз. Маймъярви и далее в районе к северо-востоку от поселков Гимолы и Костамукса. Породы представлены мелкогалечными кварцевыми конгломератами, гравелитами, песчаниками с хорошей сортировкой и окатанностью обломочного материала. В осадках развиты косоволнистая мелкая пучковидная (II—1—A—a) с естественным рудным шлихом и крупная прерывистая горизонтальная слоистость (V—1—A—a). Ритмичность четкая (ритмы I—2—B). Фации пляжа перекрывают пролювиально-элювиальные отложения, переходя в аллювиальные и бассейновые.

Группа фаций берега, периодически осушаемого, прослежена в районе восточного берега оз. Сегозера, к северо-востоку от оз. Аконъярви и пос. Костамукса. Породы представлены конгломератами, грубо-, крупно- и среднезернистыми песчаниками, подчиненно — алевролитами и сланцами. Сортировка обломочного материала слабая, степень окатанности средняя. В песчаниках наблюдается слоистость, косая крупная параллельная, слабо срезанная (I—1—B—a) и др. Ритмичность четкая (ритмы I—2—B). Эти фации переходят в прибрежные и бассейновые.

Распределением на площади и в разрезе первой пачки отложений различных фациальных обстановок и групп фаций по существу определяются основные палеогеографические черты этого времени. На значительной площади в районе Прионежья и западнее оз. Суоярви располагался континент со слабо расчлененным рельефом. В бессточных впадинах его образовывались небольшие озера, заполнявшиеся обломочным материалом, основная масса которого не задерживалась здесь и транспортировалась (реки, периодические плащевые потоки и т. д.) в северном, северо-западном и других направлениях в область интенсивного погружения. Примерно севернее линии южный берег Сегозера — Янгозера располагался широкий бассейн, в котором на значительной площади (с различными амплитудами прогибания) откладывались компенсирующие прогибания, в основном терригенные морские осадки, более или менее глубоководные. Садка карбонатного материала была подавлена терригенным осадконакоплением и происходила в незначительных размерах в виде цемента песчаников. Лишь в отдельных участках количество карбоната в породе достигало 10—15%. Отложение карбоната служит некоторым указателем того, что в это время сохранялся теплый климат. Обилие обломочного материала, транспортируемого водю, может свидетельствовать о том, что климат в это время был достаточно влажным.

Заканчивая характеристику периода образования пород первой пачки, уместно привести некоторые результаты математической обработки литологических данных на основе изучения средней грубости осадка. Некоторым обобщением результатов изучения средней грубости в разрезах первой пачки нижнего ятулия является схема изолиний фазы подошвы ятулия, которая представляет собой довольно сложную поверхность с поднятиями в районе разрезов («К», 1526—940, 717—74) долинообразными понижениями (365—2663—91, 168—104) и седловинами (91—3, 940—906).

Поскольку сопоставление разрезов по экстремальным точкам кри-вых мезоритма подтверждается геологически, можно утверждать, что осадконакопление начиналось раньше всего в участках с меньшими фазами подошвы и позднее — с большими, т. е. значения фазы начала

мезоритма в подошве разреза, вероятно, как-то отражают развитие рельефа области седиментации во время образования базальных отложений и пород первой пачки.

Действительно, факты подтверждают это предположение:

1) В ряде случаев установлено значительное проявление химического выветривания доятулийского фундамента (в районе разрезов 1526:316 «К», 906, 733, 3). Эти области совпадают с участками, где градиент изменения начальной фазы мезоритма мал по модулю. В то же время какие-либо признаки выветривания подстилающих базальный горизонт образований либо отсутствуют (разрезы 104, 940, 30), либо отнесительно слабы (разрезы 717, 74, 375), там, где модуль градиента начальной фазы велик.

2) Мощность широко распространенных в основании ятулия кварцевых конгломератов на большей части территории не превышает немногих метров, но в разрезах, совпадающих с долинообразными понижениями отметок начальных фаз, она достигает сотен метров (разрез 92—180 м). Наиболее полно конгломераты представлены в разрезе 2663, соответствующая часть его, мощностью свыше 500 м, сложена песчаниками с маломощными прослоями конгломератов; в разрезе 365 мощность синхронных отложений еще больше, но глубокообломочными породами занято только 50 м мощности в основании разреза. Очевидно, в данном случае мощные кварцевые конгломераты занимают в плане сильно вытянутый участок, вдоль длинной оси которого в северо-западном направлении происходит уменьшение размера галек и фациальное замещение конгломератов песчаниками.

По обе стороны указанного участка базальные образования ятулия представлены грубообломочными аркозовыми породами, увеличение мощности которых фиксируется там, где градиент изменения начальной фазы подошвы ятулия оказывается больше. Так, в разрезе 30 она равна 350 м; в разрезе 400 — около 200 м; в разрезе 2721 — 30 м; 375 — 40 м; 25 — 120 м; наконец, в разрезе 316 наблюдались отдельные слои грубообломочных пород в толще песчаников мощностью 480 м.

Таким образом, осевая часть долинообразного понижения отметок фазы в подошве ятулия совпадает с областью накопления мономинеральных кварцевых конгломератов с определенными фациальными переходами вдоль «долины», тогда как на ее «склонах» накапливались в зависимости от их крутизны более или менее грубообломочные аркозовые породы.

В меньшем масштабе такие же закономерности наблюдаются в «долине», образованной изолиниями отметок начальной фазы, расположенной между разрезами 940—134—74.

3) Суммарные векторы азимутов падения косой слоистости, наблюдающейся в базальных отложениях, как правило, пересекают изолинии отметок начальной фазы подошвы ятулия под углами, близкими к прямым, и направлены в сторону снижения этих отметок, т. е. направления потоков, отложивших замеренные косослоистые серии, согласуются с проверяемым предположением.

Перечень подобных совпадений литологических, структурно-геологических и прочих особенностей ятулийских отложений изучаемого района со специфическими чертами изолиний отметок начальной фазы можно было бы продолжить, однако и вышеприведенных фактов вполне достаточно, чтобы утверждать, что отметки начальной фазы мезоритма в подошве ятулия отражают главнейшие особенности рельефа области седиментации и могут служить полезным средством для различных палеогеографических построений.

Период формирования пород второй пачки

В период образования пород второй пачки на описываемой территории продолжали существовать те же фациальные обстановки: терригенная, бассейновая, прибрежная и континентальная, но площади их развития значительно изменились (фиг. 174)¹. Континентальная обстановка существовала на небольшой площади в районе г. Медвежьегорска и юго-восточнее его, а также предположительно западнее оз. Суоярви. Кроме того, периодически, вероятно, возникали континентальные условия между озерами Маслозером и Елмозером и западнее оз. Елмозера. На большой площади осадки формировались в условиях бассейновой фациальной обстановки, отделяясь от континента полосой прибрежных отложений, которые показаны на карте в виде неширокой полосы, вытянутой от юго-восточного берега оз. Сегозера на юг.

Бассейновая фациальная обстановка, существовавшая на значительной площади, характеризуется относительной однородностью групп фаций. Здесь намечается чередование фации кварцевых песков, образующихся на дне бассейна с циркуляцией донных течений, и фации кварцевых песков с примесью слюдяного (глинистого) материала, осаждаемого в спокойных условиях. Это нашло свое отражение в ритмичном строении кварцитов пачки. Ритмы I—1—Б¹ слагаются крупно- и среднезернистыми кварцито-песчаниками с крупными параллельными однонаправленными косыми сериями, а в кровле—более мелкозернистыми породами с горизонтальной простой или ритмичной слоистостью. Мощность косослоистых и горизонтальнослоистых пород в ритмах, так же как и мощность самих ритмов, меняется в широких пределах. При общей выдержанности мощности пород пачки в пределах 100—150—200 м в северо-западном направлении несколько увеличивается мощность пород, улучшается сортировка материала и уменьшается величина зерен в этом направлении, в котором, судя по ориентировке падения косых серий, происходил снос материала.

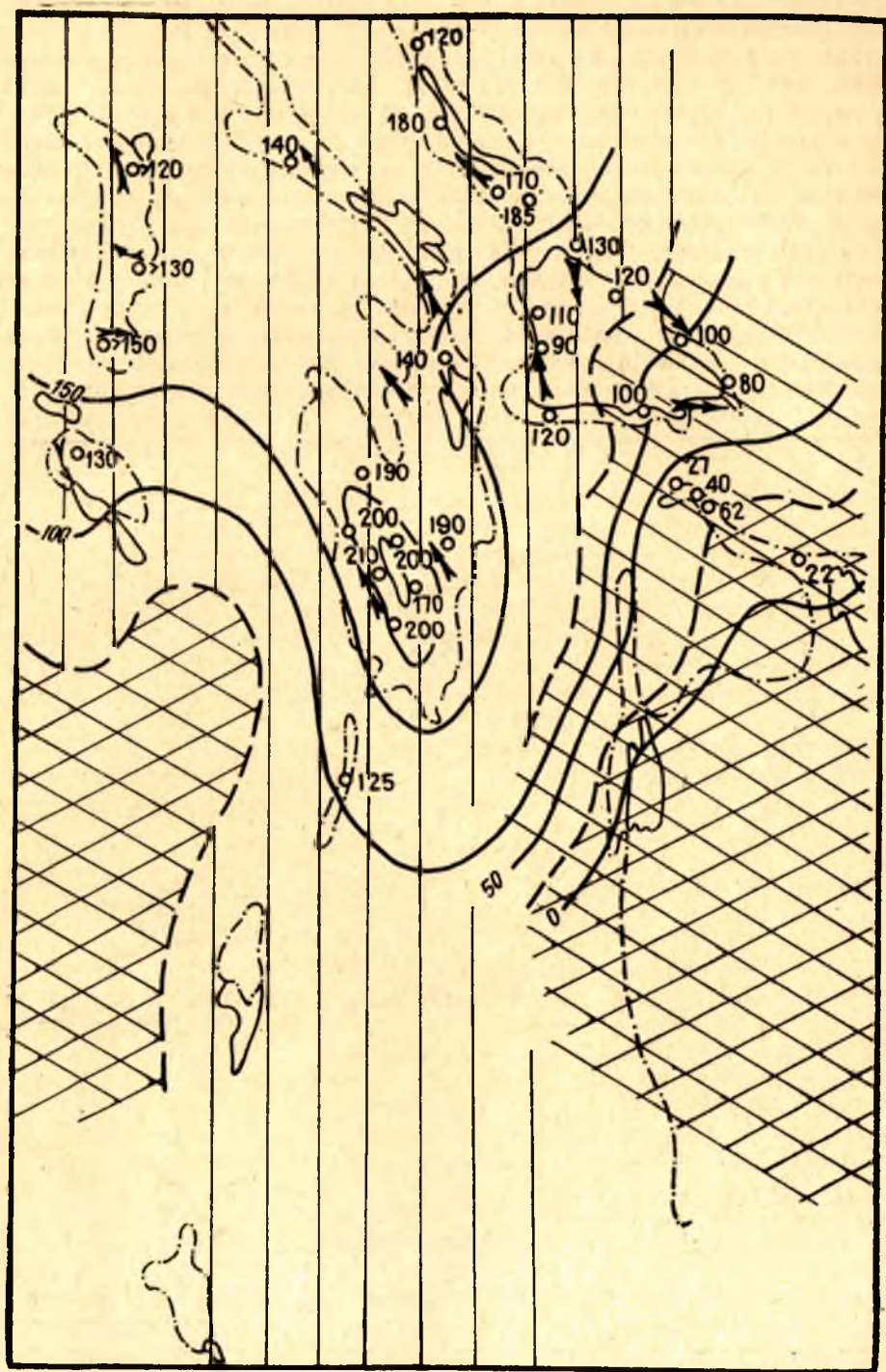
Прибрежная фациальная обстановка, существовавшая на границе между бассейном и континентом, включает две группы фаций: прибрежных заливов, периодически отчленяемых от бассейна, и прибрежно-пляжевых.

Прибрежные, периодически отчленяемые от бассейна группы фаций, прослеженные в обнажениях восточного и южного берега оз. Сегозера, слагаются сменяющими друг друга фациями мелкозернистых разнородных кварцевых песков с примесью полевого шпата и фациями глинистых сланцев и мелкозернистых песков застойного водоема с обильным сероводородным заражением и периодическим осушением.

Осадки здесь имеют ритмичное строение. В подошве ритмов (I—2—Г) развиты косослоистые песчаники, тип слоистости которых (I—1—А—а и I—2—Б—а) и состав, а также наличие на плоскостях напластования знаков ряби волнения, указывают на их образование в мелководных условиях водоема с береговыми течениями. В кровле ритмов располагаются горизонтальнослоистые зеленовато-серые сланцы с большим количеством пирита и трещинами усыхания на плоскостях напластования.

Прибрежные пляжевые группы фаций, которые наблюдались в районе южного берега оз. Сегозера, у д. Фенькина Ламбина и д. Плакковара, представлены ритмично переслаивающимися между собою кварцевыми

¹ Условные обозначения к фиг. 174—180 см. на фиг. 173.

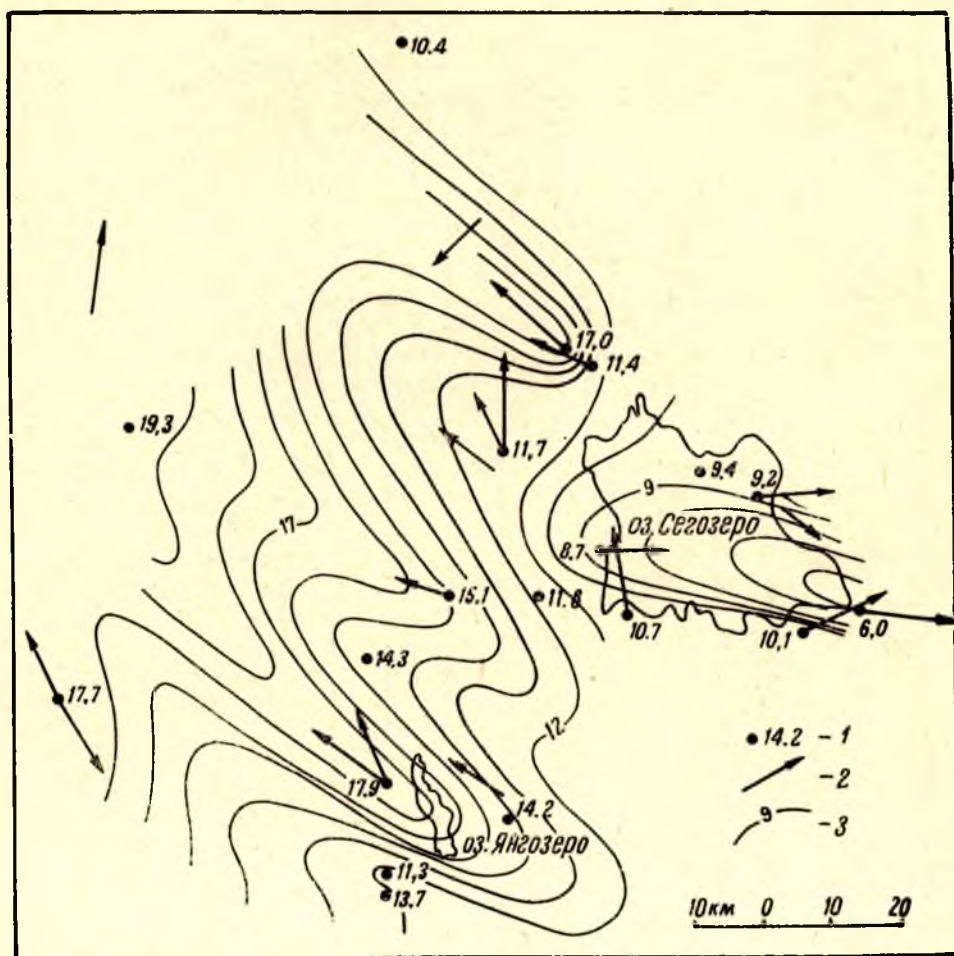


Фиг. 174. Палеогеографическая схема II пачки нижнего ятулия.

мелкогалечными конгломератами, гравелитами, крупнозернистыми песчаниками и кварцито-песчаниками с хорошей сортировкой и окатанностью обломочного материала. Породам присущи мелкие серии косой слоистости (тип 1—2—А—а) и разделяющие их прослои пород с горизонтальной слоистостью (V—1—А—а). На плоскостях напластования наблюдаются прослои рудных минералов (естественный шлик).

Континентальная фациальная обстановка сохранялась в районе г. Медвежьегорска и юго-восточнее его. Здесь продолжали существовать изслированные друг от друга мелкие водоемы во впадинах мезорельефа. Аллювиальных отложений не установлено.

Палеогеографическая характеристика для конца времени образования пород второй пачки вытекает из изложенного ниже материала. На большой площади со значительным перекрытием существовавшего ранее континента располагался бассейн с терригенным осадконакоплением, причем со значительным переывом ранее образованных отложений. Континент существовал в юго-восточной части описываемой тер-



Фиг. 175. Схема изолиний фазы подошвы кварцитов:

1—положение разреза и величина фазы подошвы кварцитов (номера разрезов те же, что и на фиг. 172); 2—направление суммарного вектора азимутов падения косой слоистости типа течений, наблюдавшейся в базальных отложениях ятулия (длина стрелки пропорциональна среднему модулю вектора); 3—изолинии фазы подошвы кварцитов.

ритории. Трансгрессивный характер развития в период образования второй пачки виден также и при анализе схемы (фиг. 175) изолиний фазы подошвы кварцевой (второй) пачки. Изолинии образуют ряд заливообразных изгибов с северо-западным направлением выпуклости, проходящих через разрезы 375—316, 2663—365, 1526.

Исходя из общего геологического смысла начальной фазы мезоритма, упоминавшегося выше, следует предположить, что данные изолинии отражают «фронт» продвижения образовавших кварцита осадков от меньших фаз к большим. Такое предположение прекрасно согласуется с данными о косой слоистости по всей территории, за исключением района оз. Сегозера. В последнем случае расхождение объясняется отсутствием в этом районе целой подпачки песчаников, которая в других местах залегает под кварцитами, а здесь или не образовывалась, или была размита перед отложением образовавших кварцита осадков. В том и другом случае фаза подошвы кварцитов должна была снизиться.

Другим доказательством предположения о «фронт» продвижения может служить общее уменьшение зернистости кварцитовых пород в северо-западном направлении, устанавливаемое литологическими методами.

Интересная деталь выявляется при сравнении схем (фиг. 172, 175). Продвижение песков, из которых позднее образовались кварцита, происходило быстрее по долинам тектонического рельефа, установленным с помощью картирования фаз подошвы ятулия. Часть долин сохранялась с начала ятулийского времени (долины, проходящие через точки разрезов 2663—365 и на север от разреза 168), другие (375—316 — на северо-запад от 1526) были вновь заложены или ранее не нашли отражения в фазовой поверхности подошвы ятулия, построенной по редким точкам.

Минимум в районе оз. Сегозера может объясняться вновь проявившейся тенденцией этого участка к поднятию, которое уже отмечалось здесь для начала ятулийского времени.

Период формирования пород третьей и четвертой пачек

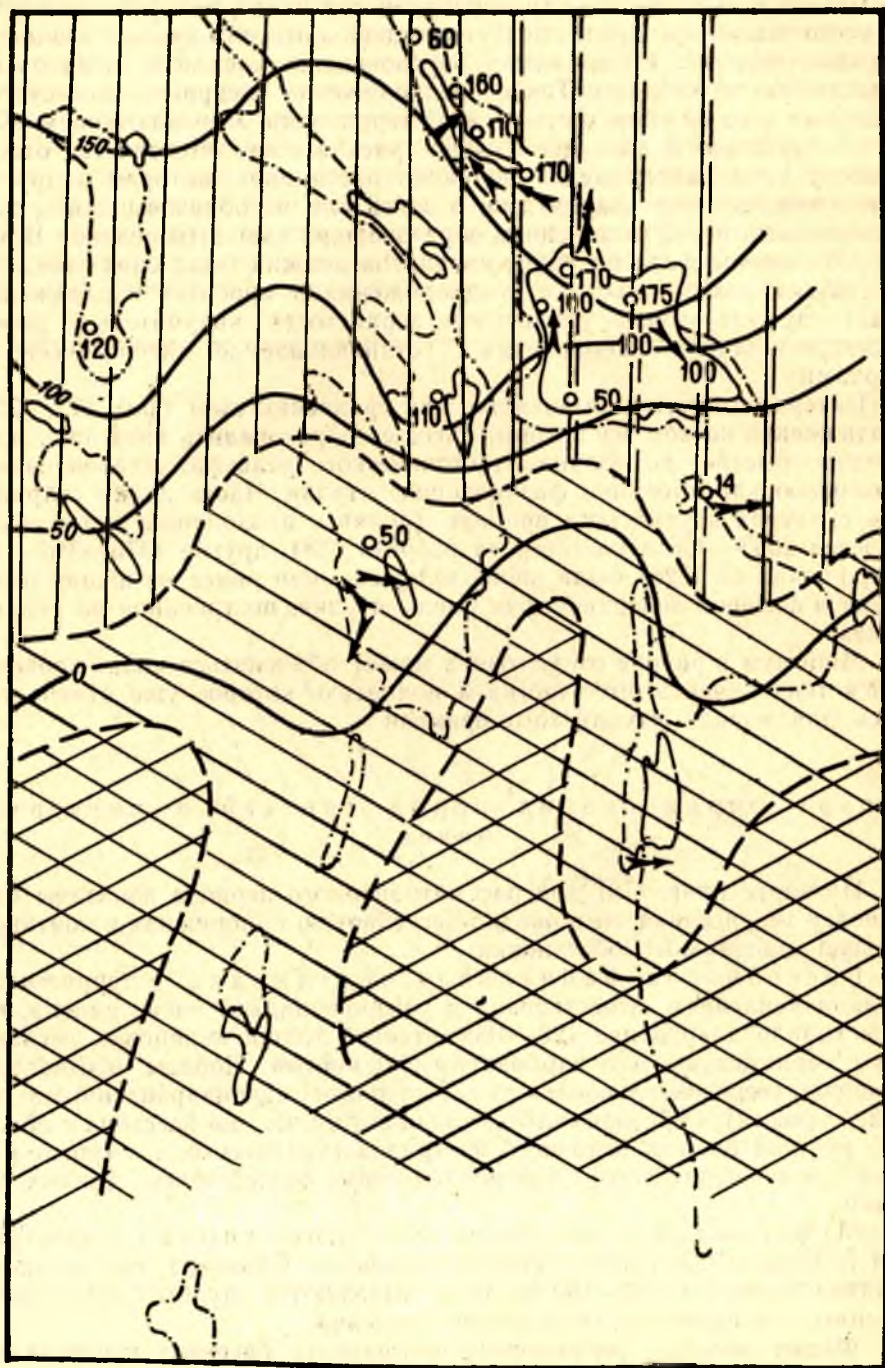
На карте (фиг. 176) для рассматриваемого периода показаны бассейновая терригенная, мелководно-бассейновая, прибрежная и континентальная фациальные обстановки.

Бассейновая фациальная обстановка с терригенным осадконакоплением существовала в северо-западной части района, где происходило накопление 120—160-метровой толщи кварцевых песчаников с серицитовым или карбонатным цементом. Породы неотчетливо слоистые (горизонтально-слоистые с редкими однонаправленными косыми сериями), образовывались, по-видимому, на дне бассейна с обильным поступлением обломочного материала (кварцевого, а в кровле разреза — полевошпатового) и периодическим воздействием донных течений.

Мелководная бассейновая обстановка характерна для района оз. Сегозера — южного конца оз. Елмозера, где мощность осадков достигает 100—150 м. Здесь выделяются группы фаций мелководного, периодически осушаемого бассейна.

Фации мелкого, периодически осушаемого бассейна представлены крупно- и среднезернистыми кварцевыми песчаниками, яркочрашенными алевролитами и сланцами, которые слагают переслаивающиеся друг

с другим ритмы двух типов (II—I—A A¹). Ритмы II—I—A в значительной мере сложены песчаными породами с крупной параллельной и волнисто-мульдообразной косою слоистостью. В кровле их расползжены сланцы и алевролиты. Границы между ритмами — со слабым размывом. В ритмах II—I—A¹, уступающих предыдущим по мощности, бо́льшая



Фиг. 176. Палеогеографическая схема III—IV пачек нижнего ятуля.

часть пород сложена алевролитами и сланцами со знаками ряби и трещинами усыхания на плоскостях напластования. В песчанистых породах подошвы ритма наблюдается мелкая параллельная и слабосрезанная косая слоистость.

Отложения мелководного бассейна к северу фациально сменяются бассейновыми осадками, с которыми они переслаиваются. В кровле разреза пород нижнего ятулия развиты разномзернистые песчаники, породы со значительной примесью полевошпатового материала. Слоистость горизонтальная, ритмичная, с регрессивной сменой пород от мелкозернистых в подошве до крупнозернистых в кровле.

Прибрежная фациальная обстановка предполагается на большой площади к югу от озер Селецкого — Сегозера. Здесь выше бассейновых отложений в кровле нижнеятулийской осадочной толщи залегают разномзернистые песчаники с прослоями кварцевых гравелитов и конгломератов (ритмы II—2—Г). В породах наблюдается мелкая слабосрезанная косая слоистость прибрежного типа (район оз. Пюкс).

Фаии прибрежной части бассейна, временами осушаемой, с береговыми течениями, представлены крупно- и среднезернистыми песчаниками со сланцевыми брекчиями, реже гравелитами слабой сортировки и коричневато-красными алевролитами и сланцами (ритмы II—2—А). В песчаниках мелкая параллельная и слабосрезанная косая слоистость. На плоскостях напластования развиты знаки ряби.

Континентальная фациальная обстановка показана гипотетически на карте между озерами Онежским и Суоярви и к западу от оз. Суоярви.

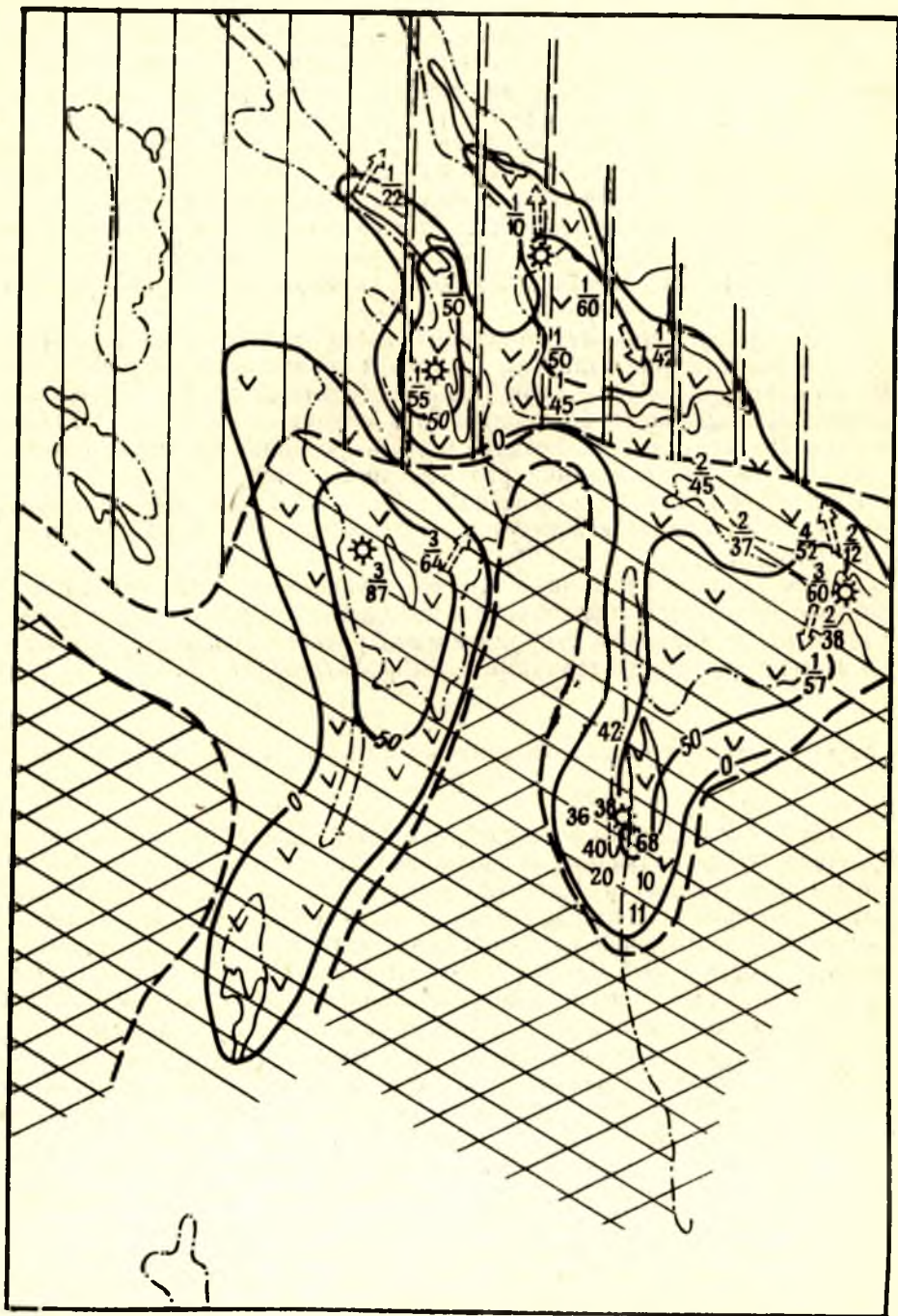
Фаии плащевых наземных течений установлены среди фаций мелководного бассейна и представлены кварцевыми гравелитами и грубозернистыми песчаниками с параллельной разнонаправленной слоистостью в чередовании с песчаниками и алевролитами (II—3—Б).

Период формирования нижнеятулийских основных пород

На фиг. 177 показаны площади развития нижнеятулийских основных эффузивов, представляющих осадочно-вулканогенную фациальную обстановку. Имеющийся фактический материал о мощностях, количестве лавовых потоков и направлении их течения показывает, что наиболее напряженной и активной вулканической деятельностью была в районе г. Медвежьегорска — оз. Янгозера — оз. Сегозера. В каждом районе предполагается наличие центров излияния, причем в двух первых районах последовательно изливалось на поверхность не менее трех потоков, которые текли в разные стороны. Апикальных частей потоков здесь не установлено, т. к. площади излияний, несомненно, были значительно шире, чем площади современного распространения ятулийских пород. Поэтому остается неясным, достигали ли эти лавовые потоки района оз. Суоярви и оз. Сундсзера, где описано по одному покрову нижнеятулийских эффузивов, или в этих районах были самостоятельные центры излияний. К северу от оз. Сегозера установлено постепенное уменьшение мощности потока основных пород и выклинивание его. То же самое отмечено и северо-западнее оз. Маслсзера (фиг. 177). Кроме того, выклинивание лав имело место и на конседиментационных поднятиях.

Излияние лав происходило в подводных и континентальных условиях. Так, в районе озер Сегозера, Солецкого и Янгозера излияния

носили преимущественно подводный характер. Здесь отмечается в ряде случаев переслаивание лав с прослоями хорошо отсортированных тонкослоистых (до ритмичнослоистых) туфов и туффитов; лавы имеют более свежий, темно-зеленый цвет, низкую степень окисления, в то время как в Прионежье (г. Медвежьегорск, д. Святнаволок, псс. Гирвас и т. д.)



Фиг. 177. Палеогеографическая схема периода образования нижне тулийских основных пород.

излияния проходили в условиях субконтинентальной обстановки. Здесь часто диабазы лавовых потоков приобретают пале-бурую, светлотово-бурую, красновато-бурую, темно-бурую окраску, характеризуются весьма высокой степенью окисления. Туффогенно-осадочные породы имеют слабую сортировку, плохо выраженную слоистость и несколько большие мощности.

Излияния в основном, судя по коэффициенту палеоэксплозивности, равному 4—5%, были довольно спокойные. Выбросы пеплового материала предшествовали (район Прионежья) излияниям, сопровождали его (в районе Янгозера туфы перекрывают первый поток) и происходили в заключительную стадию вулканизма (в районе оз. Сегозера туфы, перекрывая поток, подстилают осадки среднего ятулия). Излиянием лав, которое сопровождалось выбросами пеплового материала и активной поствулканической фумарольно-сульфатарной деятельностью, закончилось формирование отложений нижнего ятулия.

В настоящее время нами достоверно не установлены тела габбро-диабазов, которые можно было бы рассматривать в качестве подводящих каналов нижнеятулийских эффузивов, однако области их предполагаемого расположения намечаются более или менее уверенно по данным направления течения лав (фиг. 177).

Анализ размещения фациальных обстановок на площади и в разрезе нижнего ятулия (фиг. 177) показывает, что в это время на месте обширного пенеппенизированного континента произошло формирование четко выраженной Центрально-Карельской седиментационной области с преобладающим северным и северо-западным направлением форм развивающегося рельефа. Это направление совпадает с границами блоков фундамента и с простиранием корней складок нижнепротерозойских отложений. Общая мощность нижнеятулийских отложений увеличивается в этом направлении, а наиболее резкое увеличение мощности осадков происходит севернее полосы от южного берега оз. Сегозера — оз. Янгозера. В южном направлении мощность этих отложений уменьшается до полного выклинивания. В северо-западном направлении наблюдается и преимущественный снос обломочного материала. Развитие седиментационной области началось с трансгрессии на континент в южном направлении. Отложения первой и второй пачек несут в себе признаки этой трансгрессии, но в конце периода формирования второй пачки уже довольно резко стали проявляться признаки наступающей регрессии. С этого времени происходит резкое обмеление бассейна в его прибрежной (южной) части. На значительной площади шло образование периодически высыхающих мелких озер, частью лагун, перекрывающихся осадками плащевых потоков.

Наступившая регрессия прерывалась кратковременными периодами трансгрессии, в ходе которой фронт бассейновых отложений (например, в районе оз. Сегозера) продвигался на юг, но в конце времени формирования четвертой пачки вновь наступила регрессия. Интересно отметить, что в это время произошли подвижки блоков основания и омоложение базиса эрозии, что сопровождалось поступлением в седиментационную область свежего полевошпатового обломочного материала. Регрессия сопровождалась вулканическими излияниями лав основного состава. Это были спокойные излияния (коэффициент палеоэксплозивности 4—5%), трещинные подводящие каналы располагались, по-видимому, на границе между блоками и приурочиваются в общем к полосе раздела между областями развития континентальной и бассейновой фациальной обстановок, т. е. к районам г. Медвежьегорска, оз. Янгозера, оз. Сегозера, где, по-видимому, и были центры излияния. Выше уже

отмечалось, что в северном направлении лавовые потоки выклиниваются. В северной части Центрально-Карельской седиментационной области продолжал существовать бассейн, и регрессия в конце нижнего ятулия, по-видимому, не привела к его осушению, а сказалась в приносе полевошпатового обломочного материала.

Формирование среднетулийских отложений

Период формирования осадочной подтолщи среднего ятулия

Образование среднетулийских осадочных пород (осадочной подтолщи) происходило в условиях континентальной, бассейновой с терригенным осадконакоплением и бассейновой с карбонатным осадконакоплением фациальных обстановок, преобладающие площади развития которых показаны на карте (фиг. 178). На этой карте не показаны площади развития прибрежных отложений, которые имеют, по-видимому, подчиненное развитие и частично включены в состав континентальных отложений.

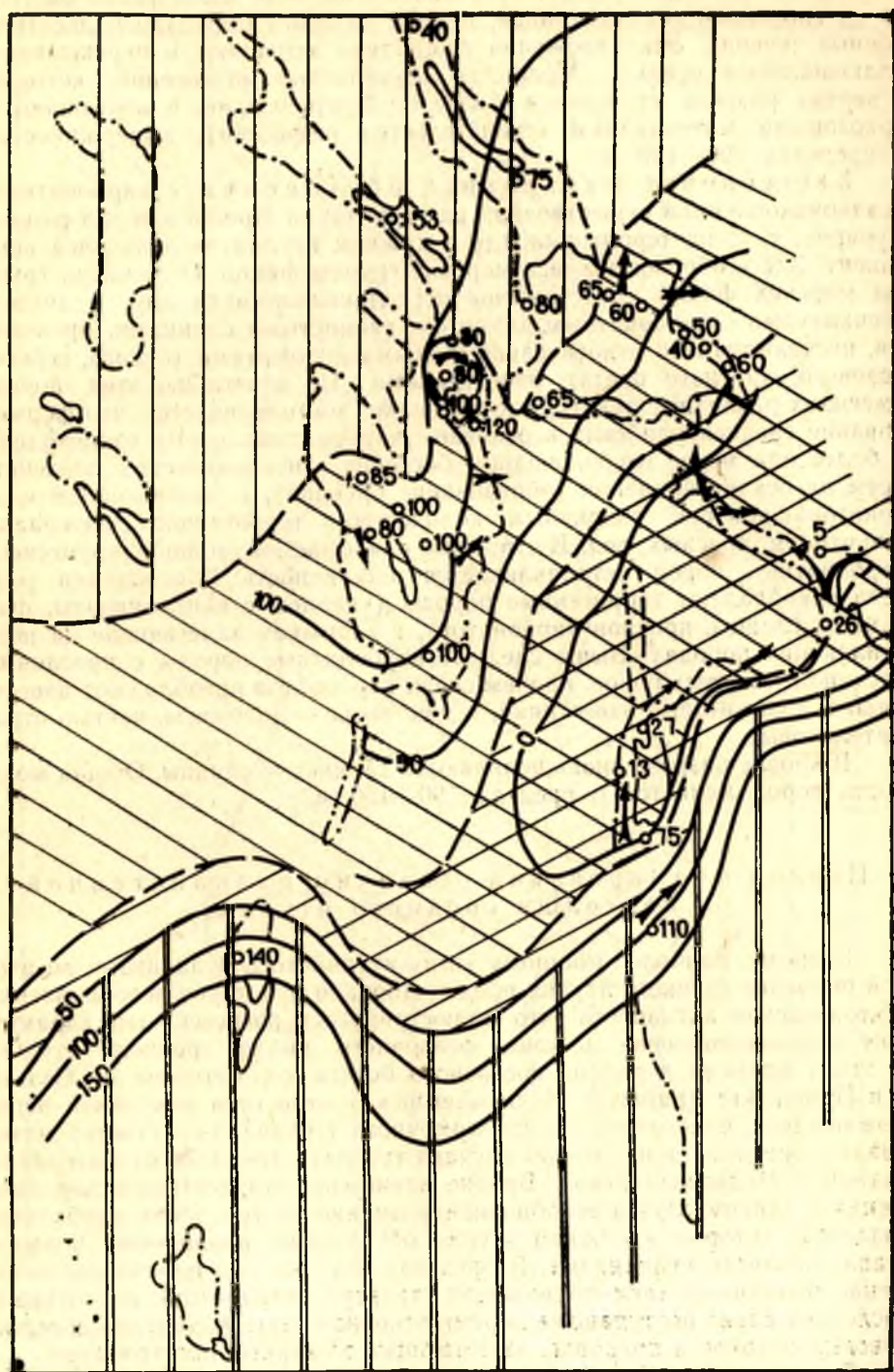
Континентальная фациальная обстановка существовала на значительной площади широкой полосой юго-западного — северо-восточного простирания, разделяющей южную и северную части Западно-Карельской синклинорной зоны, где формировались бассейновые отложения. Здесь выделяются аллювиальная, озерная группы фаций, а также площади разрушения, поставлявшие обломочный материал в бассейны.

Аллювиальная группа фаций прослежена по обнажениям восточного берега оз. Сегозера, в районе оз. Янгозера и оз. Селецкого, окло г. Медвежьегорска, пос. Гирвас, р. Ялгамки и т. д., где отчетливо выделяются русловые, прирусловые, пойменные (ритмы II—3—Б) и другие фации. Наиболее отчетливо эти отложения выражены в обнажениях восточного берега оз. Сегозера (фиг. 178), где они постепенно переходят в бассейновые отложения. В составе аллювия наблюдается значительное количество аркозового материала.

Озерная группа фаций, образующаяся вблизи от вулканических аппаратов, устанавливается по обнажениям в районе г. Медвежьегорска. Здесь развиты тонкослоистые сланцы, туфо-сланцы в основании с прослоями косслоистых и горизонтальнослоистых песчаников, а выше — с «колобками» и прослоями кремнистых и карбонато-кремнистых стяжений. Эти отложения, мощностью 3—6 м, фациально замещаются речными осадками.

Кроме отмеченных выше групп фаций континентальной фациальной обстановки, на площади ее распространения существовали области разрушения, которые поставляли обломочный кварцевый и полевошпатовый материал в зоны аккумуляции. Но о наличии этих областей разрушений можно говорить предположительно, без указания их местонахождения.

Бассейновая фациальная обстановка с терригенным осадконакоплением существовала на территории севернее линии середины оз. Сегозера — оз. Селецкого. Здесь накапливались средне- и мелкозернистые пески (кварцевые, иногда с примесью полевошпатового материала), с серицито-(глинистым) кварцевым и карбонатным цементом. Для этих отложений присуща горизонтальная, иногда косая,



Фиг. 178. Палеогеографическая схема низов среднего ятулия.

волнистая III—1—А—а, мульдобразная, пологоволнистая IV—1—А—а слоистость, что может свидетельствовать о наличии здесь фаций бассейна со спокойной седиментацией, на дне которого ощущалось действие донных течений. Эти отложения фациально замещают и перекрывают аллювиальные осадки. Мощность бассейньских отложений, которые в верхах разреза становятся более грубозернистыми и обогащаются аркозовыми материалами (свидетельство регрессии), выдерживается в пределах 100—120 м.

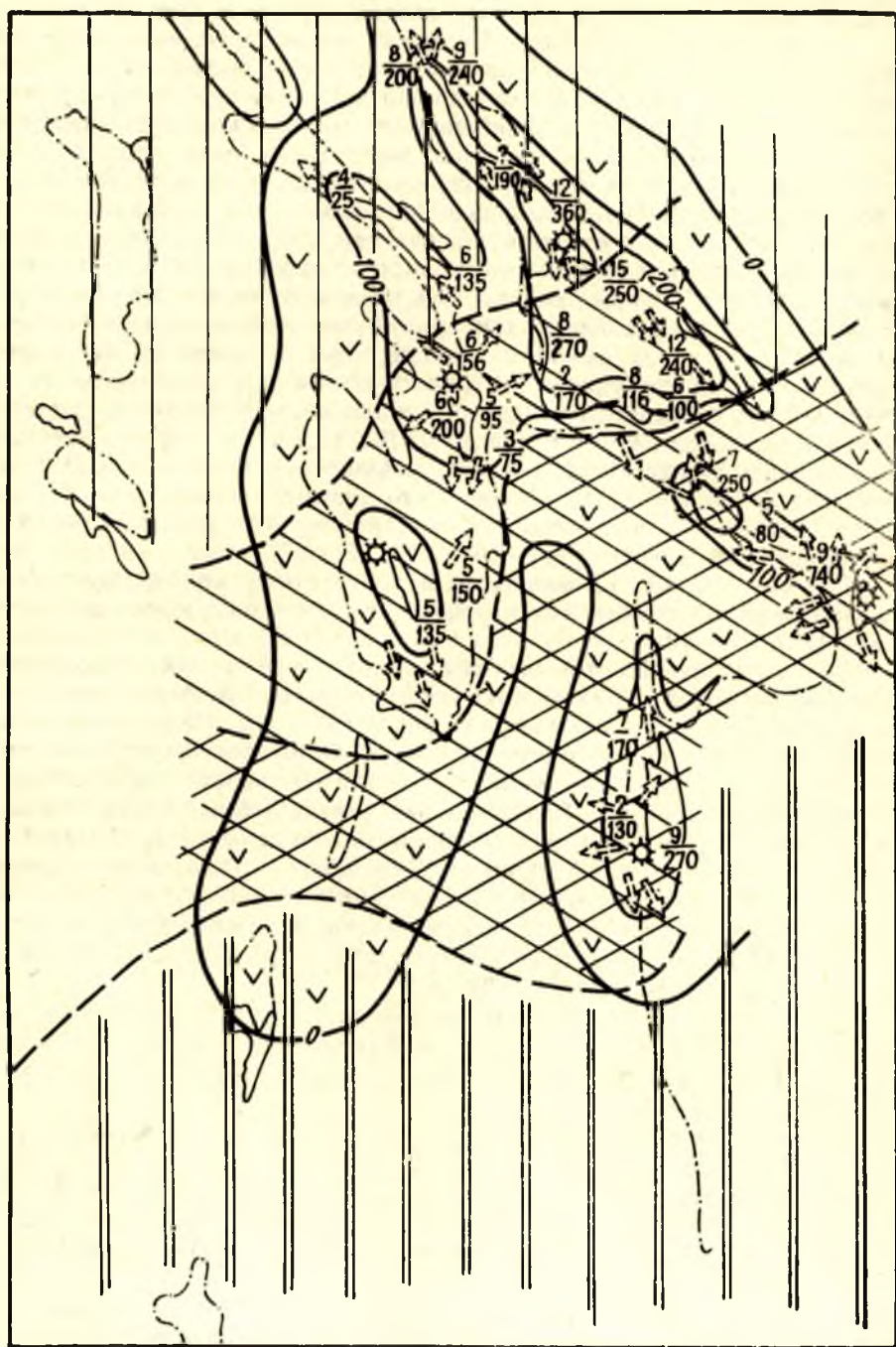
Бассейновая фациальная обстановка с карбонатным осадконакоплением существовала на территории Прионежья и в районе Суоярви, т. е. на территории, где в нижнем ятулии располагался континент. Здесь образовывались морские группы фаций. Отложения группы морских фаций представлены переслаивающимися друг с другом песчаниками с карбонатным цементом, глинистыми сланцами, брекчиями, песчанистыми и относительно чистыми доломитами (белого, серого, розового, красного цвета), известняками. По сочетанию этих пород, имеющих различные текстурные признаки, устанавливается, что формирование среднеятулийских в основном карбонатных пород происходило в более или менее глубоководном бассейне с периодическим воздействием на осадки волнения (образование брекчий), с разбавлением карбоната накопления различным количеством терригенного материала с притоком пресных вод. В строении описываемой толщи терригенно-карбонатных пород устанавливается цикличность. В основании разреза преобладают терригенные породы (кварцевые конгломераты, песчаники, сланцы, прослои карбонатов), с размывом залегающие на подстилающих породах. Выше следуют карбонатные породы с прослоями песчано-глинистых пород, причем среди карбонатов преобладают известняки и доломитовые известняки, а еще выше — доломиты, частью строматолитовые.

В кровле разреза вновь появляются глинистые сланцы. Общая мощность пород меняется в пределах 90—150 м.

Период формирования осадочно-вулканогенной подтолщи среднего ятулия

Второму, наиболее мощному этапу ятулийского вулканизма во второй половине среднего ятулия предшествовало некоторое возобновление тектонической активности, что иллюстрируется регрессивным характером осадконакопления в конце осадочного цикла среднего ятулия. К этому времени в районе восточного берега оз. Сегозера, д. Сельги и в Прионежье (район г. Медвежьегорска) относится некоторый перемыв осадков, накопление грубообломочного (гравийно-галечного) материала с примесью в некоторых случаях туфового (пеплового) материала (район г. Медвежьегорска). Вполне возможно, что тектонические движения в данном случае возобновились именно по тем зонам глубинных разломов, которые в нижнем ятулии обусловили проявление первого этапа основного вулканизма. В пределах этих же зон произошло заложение трещинных магмоподводящих структур (аппаратов), по которым последовательно поступавшие порции основной лавы формировали серии лавовых потоков и покровов, занимающих обширные пространства.

Однако имеющийся фактический материал показывает, что характер и напряженность лавовых излияний в среднем ятулии были примерно одинаковыми на всей исследованной территории, с несколько повышенной активностью в зоне глубинного разлома, проходящего от



Фиг. 179. Палеогеографическая схема периода образования основных пород среднего ятулия.

г. Медвежьегорска вдоль р. Кумсы и вдоль восточного берега озер Сегозера и Елмозера. Именно в этой зоне установлены наиболее мощные лавовые толщи, состоящие из 9—15 лавовых потоков (фиг. 179).

Лавовые потоки, растекаясь более или менее равномерно во все стороны от подводящего канала, занимали обширные пространства, однако многие детали механизма формирования этих лавовых полей остаются неясными. Сейчас можно предположить, что магматические расплавы, достигшие поверхности, растекались либо вдоль относительно узких тектонических трогов (в районе севернее оз. Селецкого и оз. Елмозера), либо на широкой, в общем выровненной поверхности (район оз. Сегозера, р. Кумсы, оз. Селецкого и т. д.), формируя то относительно вытянутые лавовые языки (потоки), то обширные лавовые поля (покровы). Сформированные лавовые толщи обнаруживают многопотоковое строение, в котором отмечается закономерное уменьшение количества лавовых потоков путем их выклинивания по мере удаления их от центров излияния. Это может свидетельствовать о том, что лавовые излияния, хотя и носили трещинный характер, однако магмоподводящие трещины были довольно короткими (длиной до 10—15 км). К этому же выводу можно прийти также путем анализа направления течения лав. В то же время это позволяет сделать вывод, что взаимное перекрытие лавовых потоков нескольких вулканических аппаратов, если и происходило, то в очень незначительных участках.

Основные данные по мощности лавовых толщ, количеству потоков и направлениям течения лав показаны на палеогеографической карте (фиг. 179).

Каждый лавовый поток был сформирован преимущественно за счет излияния одной порции лавы, хотя установлены отдельные случаи, когда потоки формировались двумя-тремя порциями лавы. Лавовые излияния сопровождались слабыми и довольно редкими выбросами пирокластического материала, представленного существенно пеплами с крайне небольшим количеством грубообломочных вулканогенных частиц (лапиллей и бомб). Перерывы между излияниями отдельных порций лав были достаточно велики, и за это время проходило не только полное затвердевание верхней части подстилающих потоков, но и в ряде случаев осуществлялся незначительный переыв кровли нижних потоков, а также формировались пачки туфогенно-осадочных пород мощностью от нескольких сантиметров до 2,5—3,0 м.

Наблюдения за текстурными особенностями туфогенно-осадочных пород позволяют предполагать, что формирование лавовой фации происходило в различных участках исследованной территории в разных фациальных условиях.

Вероятно, лавовые излияния в районе севернее оз. Сегозера и в районе оз. Маслозера осуществлялись в условиях открытого бассейна, а в районе озер Янгозера, Селецкого, южного и восточного берегов оз. Сегозера — в обстановке мелководного бассейна с довольно сильным течением, приводившим к перемещиванию терригенного грубообломочного материала и вулканических пеплов.

В то же время в Прионежье, у г. Медвежьегорска, Куйкозера, а также в районе оз. Пальезера, пос. Гирвас лавовые излияния носили, вероятно, наземный характер. Здесь повсеместно отмечаются не только грубость туфогенно-осадочного материала, но и текстуры, свидетельствующие о значительной неустойчивости водных потоков. Кроме того, лавы этого района, по сравнению с другими участками, подвержены более значительному окислению и краснокаменному изменению.

Кроме фации текучих лав ятулийского вулканического комплекса, в среднем ятулии сохранились и жерловые фации. В районе водосливной плотины Пальезерской ГЭС у пос. Гирвас была обнаружена часть вулканического аппарата (А. П. Светов, А. И. Голубев, 1967).

Лавовые излияния среднего ятулия перекрыли огромные площади в Центральной Карелии. Лавовое плато образовалось в южной части Центрально-Карельской седиментационной области, где в этот период излилась лава общей мощностью до 300 м и осадконакопление происходило только спорадически. Лишь в северной части этой области (район реки Чирка-Кемь) лавовых излияний не было, и здесь продолжал существовать бассейн с терригенным осадконакоплением. В Южно-Карельской седиментационной области лавовые излияния произошли только в конце среднего ятулия и не на всей площади. Здесь образовался только один покров основных пород, перекрывающих отложения бассейновой терригенно-карбонатной обстановки.

Одновременно с излиянием лав на других территориях Центральной Карелии, в районе Прионежья, г. Суоярви, оз. Туломозера, продолжал существовать морской бассейн, в котором формировались терригенные (песчаники, сланцы) и в преобладающем количестве карбонатные породы. В толще развитых здесь пород также устанавливается циклическое строение. В основании разреза здесь преобладают песчано-глинистые породы с прослоями брекчий, конгломерато-брекчий; выше — карбонатные породы (в значительной части известняки) с прослоями глинистых пород, еще выше — доломиты и в кровле разреза — песчано-глинистые породы с общей мощностью разреза 60—150 м. Здесь описаны группы осадочных фаций морских пород, различающихся глубиной образования, интенсивностью приноса в бассейн терригенного материала и притока пресных вод.

Специфической особенностью описываемых отложений является наличие здесь осадочно-вулканогенных ассоциаций: туфо-глинистой, кремнисто-доломитовой и гематито-доломито-глинистой. Туфо-глинистая ассоциация развита в основании осадочной толщи. Кремнисто-доломитовая ассоциация, т. е. обогащение кремнистым материалом вулканического происхождения нормальных морских карбонатных пород, наблюдается по всему разрезу. Гематито-доломито-глинистая ассоциация — накопление гематита в условиях осушения морского бассейна — установлена в основном в кровле осадочной толщи.

Отложения морского бассейна фациально сменяются лавами. Непосредственно такие переходы наблюдались в районе пос. Гирвас, где в береговых обрывах р. Суны установлено переслаивание потоков (3 и 4-й потоки) с горизонтом туфо-глинисто-карбонатных пород.

В течение среднего ятулия продолжалось осадконакопление в Центрально-Карельской седиментационной области, и, кроме того, произошла частичная инверсия тектонических движений и на площади Южной Карелии, где ранее существовал континент, заложилась новая площадь опускания — Южно-Карельская седиментационная область. После регрессии и излияния лав в конце нижнего ятулия в среднем ятулии началась новая трансгрессия. С севера наступал бассейн, в котором продолжалось накопление терригенных осадков, сносимых сюда реками с континента. В Южной Карелии образовался бассейн, в котором преобладало осаждение карбонатных пород. Различие в режиме осадконакопления в двух одновременно существовавших бассейнах, разделенных континентальным барьером, было вызвано, по-видимому, большой суммарной амплитудой погружения в Центрально-Карельской седиментационной области (В. А. Соколов, 1964) и перекосом блока континентального

цоколя на север. В середине среднеятулийского времени произошла регрессия, которая предшествовала, среднеятулийскому этапу вулканизма.

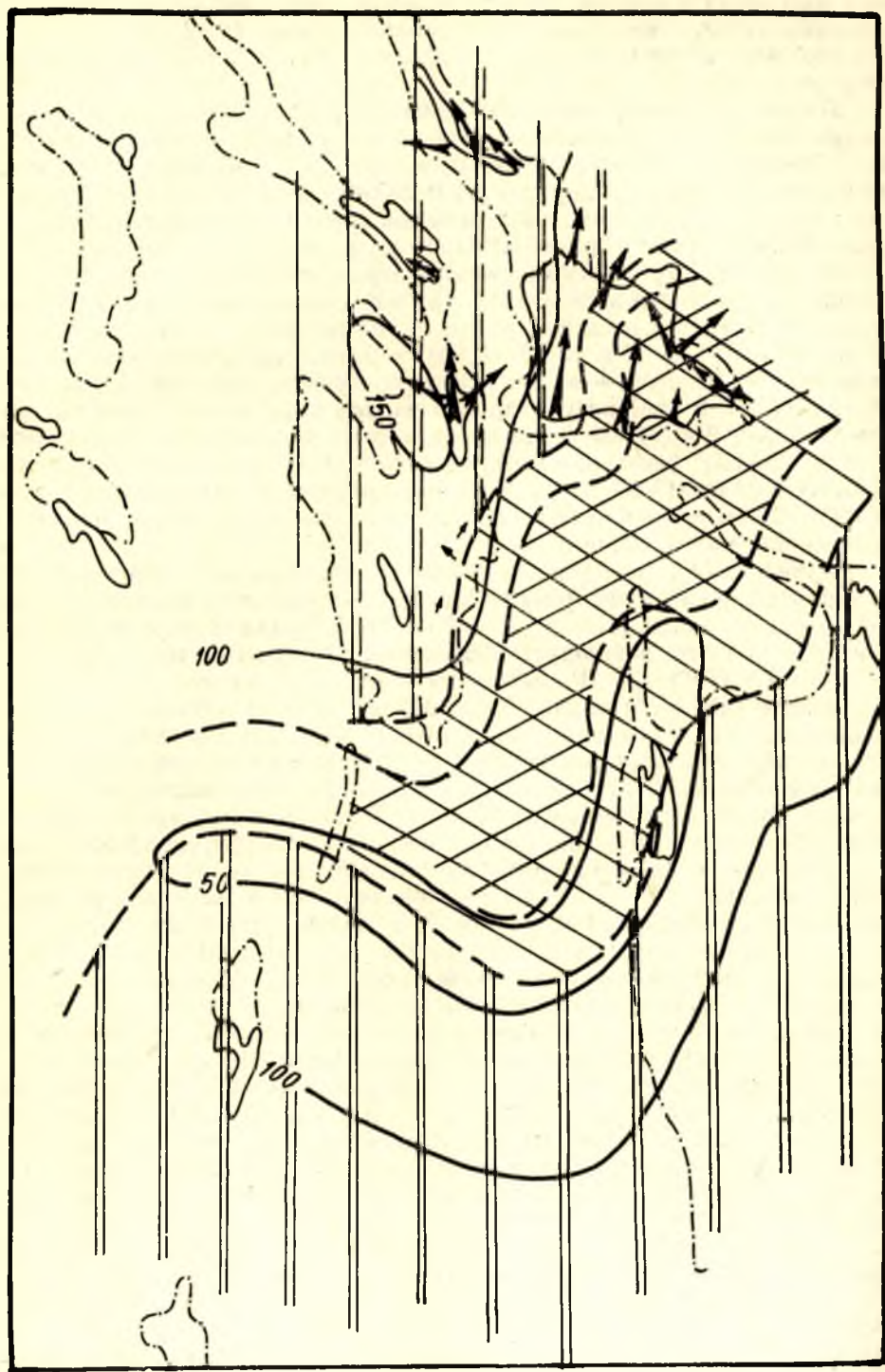
Основные линии расколов, определивших расположение подводящих каналов лав, по-видимому, унаследовали план их расположения, заложенный в предшествующее время. Однако расположение этих линий в среднем ятулии проступает более отчетливо и на большей площади. Линии расколов приурочиваются к краю поднятия, разделяющего две седиментационные области, а иногда радиально отходят от него. На этом участке наиболее резко проявилось и омоложение рельефа. Наиболее интенсивными излияния лав были на северном склоне поднятия. Здесь лавы компенсировали погружение в Центрально-Карельской седиментационной области с амплитудой более 200 м. Одновременно с излиянием лав в Южно-Карельской седиментационной области продолжал существовать морской бассейн, а изливающиеся лавы достигали только его прибрежной зоны. Влияние вулканизма сказалось здесь главным образом в привносе пеплового материала, в обогащении вод кремнием, натрием, железом, медью, фосфором.

Лишь в конце среднего ятулия на этой площади после регрессии произошло излияние лав и формирование лавового потока, развитого в Прионежье, в районе г. Суоярви. В районе оз. Туломозера излияний лав, видимо, не происходило. При этом следует отметить, что в районе г. Суоярви наблюдается выклинивание лав на конседиментационных поднятиях.

Формирование верхнеятулийских отложений

Иллюстрирующая этот раздел палеофациальная схема (фиг. 180) составлена суммарно для всего периода образования пород верхнего ятулия и дает лишь общее представление о наличии фациальных обстановок: мелководной бассейновой, прибрежной, континентальной и бассейновой с терригенно-карбонатным осадконакоплением. Чередование же этих обстановок во времени (на площади и в разрезе) трудно изобразить на картах, и поэтому лучше проследивать его на фациальных профилях (фиг. 144—170). На этих профилях видно, что севернее линии южный берег озер Сегозера — Янгозера верхнеятулийские отложения имеют суммарную мощность 300—350 м, второе, чем в районе Прионежья — Суоярви. И в северной части описываемой территории для низов верхнего ятулия характерно наличие пестрых по фациальной принадлежности отложений, которые перекрывают здесь кору выветривания на среднеятулийских основных породах. Эти отложения (первая пачка) с разрывом залегают на подстилающих породах (кора выветривания сохранилась локально) и представлены широкой гаммой мелководных групп фаций (или фаций): мелководного бассейна с донными устойчивыми течениями, прибрежных, прибрежно-аллювиальных.

Мелководный бассейн с донными течениями и расчлененный рельефом дна в период формирования первой пачки существовал от широты северного берега оз. Сегозера и далее к северу до района оз. Елмозера. К югу располагалась область прибрежного мелководья. Мощность мелководных отложений невелика — до 10—15 м. Представлены они грубозернистыми разностями: гравелитами, грубо- и крупнозернистыми песчаниками с преобладанием гравелитов. В осадках большое количество разрушенного крупнообломочного и перетертого материала основных пород. Но в районе озер Селецкого — Янгозера этот материал в осадках подобного генезиса отсутствует. Для отложений



Фиг. 180. Палеогеографическая схема низов верхнего ятуля.

характерна нечеткая ритмичность, с уменьшением величины обломочного материала к кровле. Широко развита в породах косая слоистость в мелких параллельных и слабосрезанных сериях (I—2—А—а), которая отражает наличие довольно сильных донных течений с устойчивым направлением.

Мелководные, прибрежные группы фаций сменяют осадки мелководного бассейна и развиты в виде полосы от северо-восточного берега оз. Сегозера (о. Макконсари) до юго-западного берега оз. Сегозера (район оз. Гормозера) и далее— до оз. Селецкого. Эти фации сменяются к югу мелководными аллювиально-прибрежными осадками. Данная группа характерна большим разнообразием фаций.

Фация мелкого, пологого берега, периодически осушаемого, с постоянными береговыми течениями (район о. Макконсари и восточного берега оз. Сегозера и частью район оз. Елмозера) — здесь прослежены ритмы типа II—2—В и II—2—А, А¹, с неровными размывными границами. Состав осадков — от гравелита до сланца коричневатого-красного цвета с обилием трещин усыхания и знаков ряби на поверхностях напластования. Встречены прослои первичных гематитовых руд (район о. Макконсари). Текстурные особенности: косая слоистость — в параллельных сериях (I—2—А—а) в подошве ритмов и горизонтальная мелкая (V—2—А—а) — в кровле. В гравелитах подошвы ритмов наблюдались сланцевые брекчин.

Фация пляжа встречена в районе о. Макконсари и представлена хорошо сортированными гравелитами из сахаровидного кварцита с мелкой мультобразной (III—2—А—а) и слабосрезанной слоистостью, где в основании мульт наблюдается скопление слоев гематита и мартита. Ритмы типа II—3—Д, Д¹ выражены в осадках четко.

Фация берега с бурными короткими течениями и периодическим осушением развита в осадках района южного берега оз. Сегозера. В отложениях прослежены ритмы типа II—2—В², сменяемые вверх по разрезу ритмами типа II—3—Г¹; осадки представлены гравелитами из сахаровидного кварцита и крупнозернистыми песчаниками. В кровле ритмов сланцы, нередко разрушенные трещинами усыхания до сланцевых брекчий. Характерно широкое развитие мелкой волнистой слоистости — мультобразной (III—2—А—а) в сочетании с косой мелкой параллельной и слабосрезанной (I—2—А—а, I—2—Б—а). Вверх по разрезу состав осадков не изменяется, но теряется четкость ритмов, отсутствуют сланцы и не встречена мультобразная слоистость. Здесь осуществляется переход к фациям прибрежным неосушаемым.

Фации типа ваттов, ограниченных мелких водоемов в зоне побережья. Осадки с признаками данной фации прослежены в районе остров северной части оз. Сегозера. Отложения характерны ритмичным строением. Мелкие ритмы типа II—1—А¹ слагают осадки мощностью до 5—6 м. Породы представлены песчаниками, частью с карбонатным цементом, и сланцами. Слоистость горизонтальная и косая, в виде мелких линз. Подобные осадки на более низком горизонте встречены в районе восточного берега оз. Сегозера.

Возможно, нами прослежены далеко не все разновидности фаций, присущих этой группе и существовавших в данный период времени, но и то количество, которое указано выше, говорит о большом их разнообразии.

Мелководная прибрежно-аллювиальная группа фаций известна достоверно лишь в районе восточного берега оз. Сегозера и, возможно, занимала значительно большие площади. Сочетается эта группа фаций с мелководными прибрежными.

Фация зоны влияния прибрежных волн и впадающей реки. В осадках ее прослежены ритмы типа II—3—A, A¹. Породы грубозернисты, от гравелита до алевролита, плохо сортированы, обладают перекрестной косой слоистостью (I—2—B—a). Алевролиты залегают в кровле ритмов или беспорядочно внутри серий. Здесь встречены округлые включения карбонатной породы (окатыши). Перекрестная слоистость сменяется по простиранию косоволнистой несимметричной (II—1—A—в) и мелкой пологоволнистой (IV—2—A—a). Соответственно гранулометрический состав осадка становится более мелким и более сортированным. Осадки имеют уже признаки фации прирусловой отмели.

Следует отметить характер направления падения слоев косой слоистости в данной зоне. Диаграмма, построенная на основе массовых замеров, имеет форму банта, что подчеркивает влияние берега и реки.

Мелководный, обширный замкнутый бассейн, пересыхающий существовал в конечную стадию формирования осадков первой пачки и занимал площадь (известная) от широты северного берега оз. Сегозера до северного берега оз. Елмозера. Осадки имеют удивительно выдержанную мощность 7—10 м на всем их распространении и сходны в своем строении и составе. Далее к югу после некоторого перерыва они прослежены в районе р. Ялгамки на том же стратиграфическом уровне. Осадок представлен горизонтальнослоистыми сланцами, алевролитами и, подчиненно, средне- и мелкозернистыми песчаниками. Породы ярко окрашены в коричневатокрасный цвет. На плоскостях развиты знаки ряби и трещины усыхания.

Все охарактеризованные выше фации и группы фаций установлены на площади севернее г. Медвежьегорска. Южнее же, по-видимому, существовал континент, и наличие осадков, синхронных первой пачке, здесь с достоверностью не установлено.

В период, соответствующий времени формирования второй пачки, осадконакопление происходило на значительной площади. Началу формирования осадков второй пачки предшествовал некоторый размыв отложений кровли первой пачки, обломочный материал которой содержится в грубозернистых осадках подошвы второй пачки. Здесь наблюдается переход от группы фаций прибрежного мелководья и бассейна с периодическим осушением к группе фаций бассейновых терригенно-карбонатных и карбонатных.

Мелководный, периодически осушаемый бассейн развит на несколько большей территории, чем бассейн начала формирования осадков первой пачки. Прослежен до широты восточного берега оз. Сегозера. Осадки этой группы фаций представлены средне- и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и сланцами. Породы четко ритмичны. Ритмы II—1—A чередуются в разрезе и сменяют друг друга по простиранию. Между ритмами наблюдаются размывы, сопровождающиеся сланцевыми брекчиями. В осадках развиты разные типы слоистых текстур: мелкой косой параллельной и слабосрезанной, волнистой (мульдообразной). На плоскостях напластования встречены трещины усыхания и сравнительно редко знаки ряби.

Группа фаций мелкого бассейна с донными течениями и периодическим осушением прослежена особенно отчетливо в районе д. Погост, островов Сегозера, восточного и северного берегов Елмозера. Породы представлены средне- и реже крупнозернистыми песчаниками, алевролитами и сланцами, последние кирпично-красного цвета. Отложения имеют четко ритмичное строение. Ритмы типа II—1—A обладают значительной мощностью и выдержаны по простиранию. В песчаниках раз-

вита крупная косая параллельная слоистость (I—1—A—a) и волнистая — мульдобразная (III—1—A—a). На поверхностях напластования алевролитов встречены редкие знаки ряби.

Прибрежная фациальная обстановка прослежена в районе южного берега оз. Сегозера. Породы представлены крупно- и среднезернистыми песчаниками с примесью мелкого гравия, алевролитами и сланцами яркого кирпично-красного цвета. Ритмы типа II—2—A, слагающие осадок, имеют малые мощности и размытые границы. На плоскостях напластования обилие знаков ряби различных морфогенетических типов и трещин усыхания. В песчаниках широко развита косая параллельная и слабосрезанная слоистость (I—2—A—a) и (I—2—B—a); редко — мелкая волнистая мульдобразная (III—2—A—a). Все указанные признаки говорят о близости и наличии мелких, но сильных береговых течений. Прибрежные отложения описаны также в районе р. Ялгамки, д. Палая Сельга, где развиты крупнозернистые кварцито-песчаники с прослоями кварцевых конгломератов и гравелитов. В породах наблюдаются перекрещивающаяся косая слоистость и прослойки рудного шлиха.

Осадки второй пачки в начале ее формирования отражают условия устойчивого мелководья, при накоплении осадков на выровненной поверхности дна, в условиях, близких по всей территории седиментации. Отсюда незначительные разнообразия внутри групп фаций, выделить которые практически невозможно.

Бассейновая терригенно-карбонатная фациальная обстановка. В верхней части разреза верхнего ятулия на значительной площади описаны морские терригенно-карбонатные отложения. В районе озер Сегозера — Елмозера — Селецкого и т. д. вначале образовывались толщи хорошо отсортированных кварцевых песчаников с карбонатным и слюдисто-карбонатным цементом. В них развита горизонтальная слоистость, с редкими сериями косой параллельной слоистости (I—1—A—a) и волнисто-мульдобразной; на плоскостях напластования имеются знаки ряби волнения. Иногда с песчаниками переслаиваются прослой глинистых сланцев. В районе озер Елмозера и Селецкого описано мелкоритмичнослоистое переслаивание песчаников и сланцев (глинистых и кремнистых), типа ленточных глин.

Фациальная обстановка существенно карбонатного бассейна формировалась в Прионежье, районе озер Суоярви, Сегозера, Елмозера, р. Чирка-Кеми. Здесь намечаются следующие основные группы фаций: мелководная с периодическим воздействием волнения, карбонатно-песчанисто-глинистая. В разрезе переслаиваются неотчетливо слоистые песчанистые доломиты, горизонтальнослоистые глинистые сланцы и сланцевые седиментогенные брекчии с песчано-карбонатным цементом; спокойного водоема с притоком пресных вод, глинисто-известняковая, представленная горизонтальнослоистыми глинистыми сланцами с прослоями доломитовых известняков и залегающими выше прослоями известняка и доломитового известняка, которые образуют линзовидные, быстро выклинивающиеся пласты; доломитовая морская, представленная разнотекстурированными белыми, розовыми, красными доломитами с тонкой и крупной горизонтальной и иногда волнистой слоистостью.

Группа фаций водорослевых рифов, представленная строматолитовыми и строматолито-онколитовыми биогермами различной формы и размеров (В. А. Соколов, 1966). Водорослевые рифы описаны в Прионежье (Южный Олений остров, Падозеро, Кузаранда и т. д.), на Сегозере (о. Северинсари). При этом в районе Прионежья с водорослевыми фациями связано появление сероводородного заражения в доломитах. Указанные группы фаций сменяют друг друга в разрезе и по простирацию.

В конце верхнего ятулия в Южно-Карельской седиментационной области (районы Прионежья, Суоярви, Туломозера) образовался специфический мелководный бассейн с накоплением в нем шунгито-карбонато-сланцевых пород. В этом бассейне создалась разнофациальная обстановка. Так, в районе оз. Кривозера в Прионежье известна фация донных течений. В пластах тонкозернистых доломитов с прослоями кварцево-слюдистых сланцев, наряду с горизонтальной слоистостью, отмечены мелкие косослоистые серии, параллельные с однонаправленным падением косых слойков. По простиранию находится фация спокойного застойного водоема. Наблюдается пестрое по составу пород переслаивание серых, темно-серых и зеленовато-серых кварцево-слюдистых, карбонатно-кварцево-слюдистых и других сланцев с тонкой горизонтальной (иногда линзообразной прерывистой слоистостью, имеющей ритмичное строение). В породах обильная вкрапленность пирита. Примерно такие же условия образования существовали в фации спокойных водоемов, в которых происходило накопление кварцево-слюдистых, шунгитовых сланцев, шунгитовых доломитов и шунгитовых силицитов (лидитов) — пород с тонкой и толстой горизонтальной слоистостью, темно-серым и черным цветом и обильной вкрапленностью пирита. В кровле разреза ятулийских отложений Онежского типа отмечена еще мелководная с периодическим осушением фация, представленная кварцево-слюдистыми, шунгитовыми туфогенными сланцами и туфо-песчаниками. Породы имеют горизонтальную слоистость, а на плоскостях напластования — трещины усыхания.

Палеогеографические черты верхнего ятулия рисуются в следующем виде. После длительного тектонического покоя (образование кор выветривания) в северной части описываемой территории началось интенсивное погружение и компенсация его накоплением мелководных терригенных осадков, имеющих четкое ритмичное строение. После образования пород первой пачки в трансгрессивно-регрессивный осадочный цикл II порядка и небольшой регрессии наступил новый трансгрессивный этап развития верхнеятулийского бассейна. В северной и южной части описываемой территории началось накопление аллювиально-прибрежных, а затем терригенно-карбонатных и карбонатных морских отложений. Верхнеятулийское море вначале было разделено континентом, а затем, возможно, произошло соединение северного и южного его частей по проливам (например, через Онежско-Остречинско-Сегозерский пролив).

В конце верхнеятулийского времени в районах Прионежья, Суоярви началось формирование мелких застойных водоемов с обильным накоплением шунгитового материала.

Многие факты (образование коры выветривания, химический состав глинистых пород, наличие водорослевых рифов и т. д.) свидетельствуют о том, что в верхнеятулийское время существовал жаркий, со сменяющейся влажностью, климат.

Накоплением верхнеятулийских осадков закончился седиментационный этап образования ятулийских отложений и формирования конседиментационных ятулийских тектонических структур. В Центрально-Карельской седиментационной области отложились толщи вулканогенно-осадочных пород суммарной мощностью 700—900—1400 м, которая увеличивается в северном направлении. В Южно-Карельской седиментационной области мощность вулканогенно-осадочных толщ 500—800 м. Осадочные толщи оказались сложенными изометричной формы антиклинальными складками и пологими, широкими или линейно-вытянутыми конседиментационными синклиналями, иногда с флексурами на крыльях.

На сводах антиклиналей мощность осадочных толщ была на десятки и сотни метров меньше, чем в ядрах синклиналей. Прототипом таких складок можно считать пологие брахискладки в районах Суоярви, Туломозера, Прионежья, севернее оз. Селецкого и в других участках, где сохранились пологие складки и устанавливается сопряженная с ними фаціальная изменчивость в ятулийских толщах.

Формации ятулия

Выше мы рассмотрели фациальные обстановки и составляющие их группы фаций и фации в стратиграфической последовательности их образования в пределах пачек и толщ. Однако границы между пачками не являются границами фациальных обстановок, которые наряду с изменчивостью (и выдержанностью) по горизонтали прослеживаются и в вертикальном разрезе, выходя за рамки принятых стратиграфических подразделений. Характер распространения фациальных обстановок в горизонтальном и вертикальном направлениях находится в прямой зависимости от тектонического фактора, т. е. от интенсивности и направления вертикальных перемещений участков джатулийского основания и связанного с этими движениями компенсирующего осадконакопления. Объединенные общими тектоническими условиями образования и распространенные на значительной площади и в значительном возрастном отрезке времени, однотипные фациальные обстановки образуют формации. Размещение формаций на площади и в вертикальном разрезе предопределяется режимом тектонических движений, которые в значительной мере определяют рельеф, вулканизм, мощности отложений, их состав, структуры, текстуры и т. д. Влияние климата особенно сильно сказывается на составе осадочных формаций.

Ятулийские отложения образуют формации: кор выветривания, бассейновую обломочную, паралическую обломочную, бассейновую обломочно-карбонатную, паралическую обломочно-угленосную (шунгитовую) и осадочно-вулканогенную (фиг. 181).

Формация коры выветривания представлена полифациальными типами физических и химических кор выветривания каолинитового и гидрослюдистого состава, которые развиты на различных типах пород.

Бассейновая обломочная формация охватывает нижне-, средне- и верхнеятулийские отложения, образовавшиеся в бассейновой терригенной фациальной обстановке. В составе ее преобладают олигомиктовые кварцевые породы (песчаники, кварциты, гравелиты) с примесью серицита, полевых шпатов и минералов тяжелой фракции: циркона, турмалина, рутила и др. Породы описываемой формации имеют серый, белый и розовато-серый цвет. В них встречаются карбонатный цемент (кальцит и доломит) в количестве 5—15% и прослои глинистых пород. В основании крупных циклов наблюдаются полимиктовые и аркозовые разности песчаников с более широким спектром минералов, достигающим 43 видов. Их состав находится в прямой зависимости от состава подстилающих пород и пород области разрушения и сноса обломочного материала (см. раздел петрографии). Для отложений формации характерно ритмичное строение, более четко выраженное в прибрежной части бассейна. Отложения бассейновой обломочной формации залегают в виде крупных линз, выклинивающихся в южном направлении.

Паралическая обломочная формация включает отложения мелко-воднобассейновой, прибрежной и частью континентальной фациальной обстановок, существовавших в нижнем, среднем и верхнем ятулии.

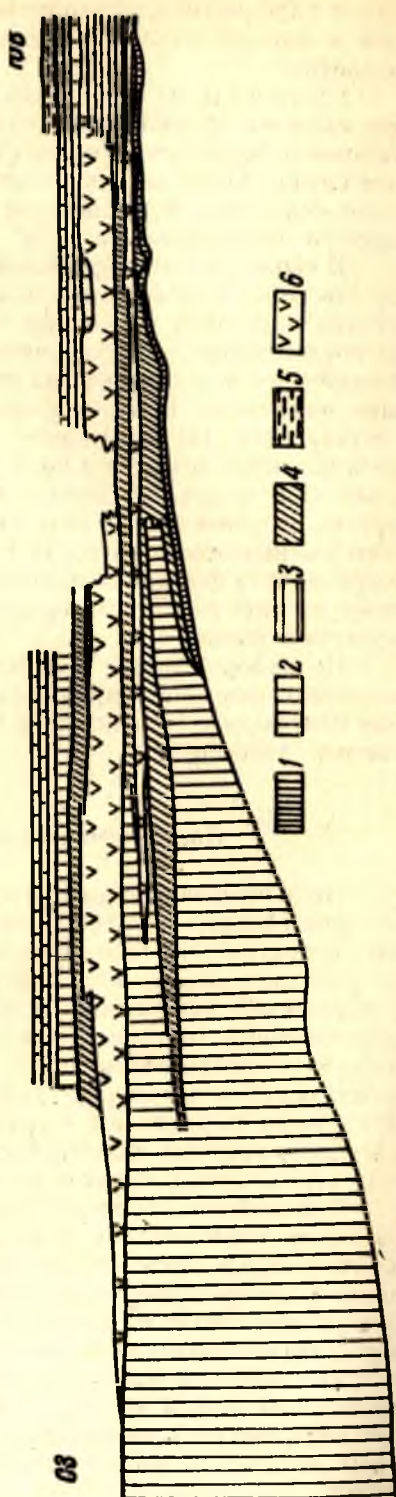
В состав формации входят в основном красноцветные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы различных групп фаций. В песчаниках и гравелитах развит карбонатный цемент. Отложения имеют отчетливое ритмичное строение.

Бассейновая обломочно-карбонатная и карбонатная формация состоит из отложений, образовавшихся в бассейновой (морской) терригенно-карбонатной фациальной обстановке среднего и верхнего ятулия на территории Южной Карелии. В составе формации хемогенные и частью водорослевые доломиты белого, серого, розовато-красного цвета, в небольшом количестве — известняки, а также песчаники с карбонатным цементом, глинистые сланцы. В поперечном сечении формация имеет форму макролинзы с выклиниванием в северном направлении.

Паралическая обломочно-угленосная (шунгитовая) формация состоит из переслаивающихся глинистых и шунгитовых сланцев, шунгитовых доломитов, которые располагаются в верхах верхнего ятулия в южных районах Карелии.

Осадочно-вулканогенная формация складывается покровами и потоками основных пород (спилитов), туфогенными породами и переслаивающимися с ними в небольшом количестве обломочными породами, которые залегают в нижнем и среднем ятулии.

Циклический характер колебательных движений участков земной коры в ятулийское время обусловил циклическое строение ятулийских толщ, а также циклическое размещение формаций в вертикальном разрезе ятулия. Так, отложения формации кор выветривания выявлены в основании нижнего и верхнего ятулия и, возможно, существовали в основании среднего ятулия, т. е. образование их происходило в периоды тектонического покоя, когда было сильно проявлено воздействие климатического фактора. Формация вулканогенно-осадочная располагается в кровле нижнего и среднего ятулия, связываясь с регрессивным этапом развития. Формации бассейновая обломоч-



Фиг. 181. Схема размещения формаций ятулия:
1— коры выветривания; 2— бассейновая обломочная; 3—
бассейновая карбонатная; 4— паралическая обломоч-
ная; 5— паралическая обломочно-угленосная (шунгито-
вая); 6— осадочно-вулканогенная.

ная и карбонатная, синхронные друг другу, находятся в нижнем, среднем и верхнем ятулии, определяя в основном этапы трансгрессивного развития.

Границы между формациями двух типов. В одном случае смежные формации отделяются друг от друга резкими границами, например формация коры выветривания от обломочной формации. В другом случае формации связаны постепенными переходами. Так, вулканогенно-осадочная формация постепенно переходит в карбонатную формацию по горизонтали и т. д.

В своем развитии формации испытывали некоторые изменения. Так, состав пород вулканогенно-осадочной формации от нижнего до среднего ятулия претерпел изменения в сторону увеличения основности каждой из последующих фаз вулканизма. В составе, например, глинистых пород бассейновой и паралической обломочной формации произошли следующие изменения. Нижнеятулийские глинистые породы по химическому составу (фиг. 43) испытывают значительный разброс точек на диаграмме и частично ложатся в поле «морских глин». Верхнеятулийские глинистые породы размещаются в поле «морских глин и глин засоленных лагун». В целом состав глин за этот период изменился в сторону некоторого уменьшения количества $K_2O + SiO_2$ и повышения содержания Al_2O_3 . Карбонатная формация изменила некоторые свойства от среднего к верхнему ятулию за счет более широкого развития в верхнем ятулии водорослевых фаций.

По набору фаций, их составу и мощностям они ближе всего напоминают формацию древних по возрасту, но молодых по стадии развития платформ с гумидным (а частью аридным) и осадочно-эффузивным типами литогенеза.

Постседиментационный этап развития ятулия

По завершении седиментогенеза ятулийских отложений дальнейшая история развития ятулия выражается в переработке конседиментационных структур. Эта переработка, обусловленная блоковыми движениями по расколам нескольких генераций (табл. 33), привела к появлению в ятулийских отложениях новых типов складок, наложенных на ранее образованные конседиментационные складки. Эти складки формировались в условиях поперечного изгиба ятулийского чехла над блоками фундамента в результате дифференциальных вертикальных перемещений блоков по расколам, в условиях изгиба слоев над расколами и вдоль расколов, секущих ятулийские отложения, а также в условиях сжатия при перемещении блоков по наклонным расколам.

При небольшой амплитуде перемещения блоков по вертикальным расколам образовались брахиантиклинальные складки, в присводовой части которых происходило формирование трещин растяжения, заполняемых теперь габбро-диабазам. Примером таких складок являются брахиантиклинали на северных берегах озер Сегозера, Елмозера, Селецкого. Эти складки (и разрывы) по своей морфологии очень напоминают складки, образующиеся при моделировании складок с пологим полукруглым штампом (А. М. Сычева-Михайлова, 1962). На крыльях других антиклиналей возникали крутые флексуры с быстрым выполаживанием ятулийских пород на сводах антиклиналей и в днищах синклиналей.

При большой амплитуде вертикальных движений в ятулийских отложениях появились разрывы с перемещением вдоль них. Такие пере-

Таблица 33

Генерации разломов, влияющих на образование и эволюцию ятулийских складок

Время проявления	Доятулийские и ятулийские					Постъятулийские			
	доятулийские	предъятулийские	нижне- и пост- нижнеятулийские	средне- и постсредне- ятулийские	верхнеятулийские	позднеятулийские	внутренние в осевых частях складок	внутренние в присводовых частях брахи- антиклиналей	краевые
По каким данным устанавливаются	1. Линейновытянутое расположение толщ нижнепротерозойских эффузивов 2. Линейное расположение нижнепротерозойских интрузий.	1. Контуры площадей эрозии коры выветривания площадного типа. 2. Направление эрозионных врезов и конусов выноса.	1. Контуры областей нижнеятулийского осадкообразования; резкое различие амплитуд прогибания (и мощностей осадков). 2. Положение подводящих каналов для основных лав.	1. Контуры областей осадкообразования с частичной инверсией. 2. Положение подводящих каналов для основных лав.	Контуры областей осадконакопления, расчленение пенеплена.	1. Подводящие каналы для силлов габбро-диабазов.	1. Смещение ятулийских пород. 2. Зона милонитизации и дробления. 3. Зеркала скольжения. 4. Дайки габбро-диабазов	1. Полукольцевые дайки габбро-диабазов. 2. Зоны милонитизации.	1. Структурное несогласие ятулийских и доятулийских толщ. 2. Зона милонитизации и дробления. 3. Дайки габбро-диабазов. 4. Геоморфологические данные.
Влияние на формирование и эволюцию ятулийских складок	Определение контуров седиментационных областей		Образование конседиментационных складок разной формы и размеров (складки облекания)			Не установлено	Образование коробчатых и гребневидных складок, флексур, горстов, грабенов, приразломных подворотов, брахиморфных складок	Не установлено (разломы образуются в результате растяжения свода, складки — при движении блоков основания)	Расчленение ятулийских структур на части, образование горстов, грабенов, изоклинальных, приразломных складок сжатия

мещения приводили к формированию горстов и грабен, а также к образованию приразломных подворотов крыльев складки, нередко с крутым залеганием. Взброшенные эрозией части складок полностью или частично уничтожены, и поэтому теперь обнажены «корневые части» складок — одно- и двусторонние грабены, асимметричные синклинали и т. д.

Движения блоков по наклонным расколам приводили также к горизонтальному сжатию ятулийских пород. В приразломной части формировались линейные, нередко изоклинальные складки, с крутым, иногда опрокинутым залеганием крыльев, с глубоким опусканием их днища. Примером таких складок является синклинальная складка северо-западного простирания в Чирка-Кемской структуре, складки севернее оз. Сегозера и ряд других. При развитии восходящих и нисходящих блоковых движений с амплитудами больше мощности ятулийских толщ ятулийские структуры были расчленены на части. В приподнятых блоках ятулийские породы, залегающие полого, были эродированы. Сохранились лишь корни крутых линейно-вытянутых приразломных складок, днища которых были погружены на значительную глубину и сжаты между нижнепротерозойскими породами либо на контакте между нижнепротерозойскими и архейскими породами. Примером таких складок служат ятулийские складки в районе озер Шомбозера, Пибозера и т. д.

В итоге можно заключить, что форма ятулийских складок зависит от взаимодействия суммы геологических факторов, т. е. от строения фундамента, направления и интенсивности проявления разрывных нарушений в фундаменте и в самих ятулийских отложениях, состава ятулийских пород и т. д. При этом роль того или иного фактора на разных этапах развития не была постоянной. Строение и состав пород фундамента через унаследованность тектонического развития во многом определили конфигурацию областей осадкообразования и конседиментационных складок, т. е. способствовали созданию основного «конседиментационного фона» тектонических структур.

Действие тектонических нарушений носило «сквозной» характер. Направление джатулийских и предятулийских разломов обусловило контуры блоков основания, а значит, и конфигурацию седиментационных впадин. Гранито-гнейсовый фундамент разбивался обычно на изометрические глыбы; фундамент, сложенный нижнепротерозойскими образованиями, дробился на удлиненные блоки, которые испытывали резкие колебательные движения, обуславливая отложения ятулийских осадков изменчивой мощности. В ходе последующих этапов развития неоднократно происходило омоложение ранее заложенных разломов, которые становились проводниками для излияния основных лав, а также зонами дробления ятулийских отложений и смятия их в складки.

Состав ятулийских пород, разные типы которых (Онежский, Сегозерский и др.) распространены на площадях с неодинаковой историей развития, сказались в облике складок менее отчетливо. Но устанавливается, что в терригенно-карбонатных породах чаще развиты гребневидные антиклинали и пологие, быстро выходящие на глубину синклинали, а в кварцитовых породах — коробчатые с пологим сводом антиклинали и сжатые синклинали.

Говоря о морфологии складок, следует иметь в виду, что на значительных площадях мы видим теперь только нижние срезы складчатых структур ятулия. И здесь преобладают линейные складки, сложенные нижнеятулийскими породами. На участках развития верхнеятулийских отложений последние осложнены пологозалегающими складками с более овальными контурами. В этом проявляется, по-видимому, общая тенден-

ция затухания складчатости вверх, при удалении от фундамента. Это одна сторона вопроса. Необходимо отметить также и то, что верхнеятулийские отложения сохранились от эрозии в одно- или двусторонних грабенах на тех площадях, где в седиментационный этап амплитуда колебательных движений была небольшой или средней. В участках же с интенсивным погружением, т. е. тектонически более активных, где накапливались мощные толщи осадков, теперь в основном сохранились лишь корни линейных складок, сложенных нижнеятулийскими породами.

Таким образом, в тектонически активных областях происходило накопление более мощных толщ, имело место более сильное дробление участков на блоки и более интенсивное смятие ятулийских толщ в линейные и приразломные складки, а в последующем здесь проявилась и более сильная эрозия ятулийских пород.

Наряду с преобразованием тектонических структур в постседиментационный этап осуществлялся и метаморфизм ятулийских пород. Метаморфические изменения сказались в видоизменении минералогической формы части первичноосадочных пород (по минералогическим ассоциациям в сланцах и основных породах можно считать, что ятулийские породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев регионального метаморфизма), скарнировании на контакте с магматическими основными породами, в перекристаллизации, в нарушении первичных текстур и появлении метаморфогенных текстур. Большое влияние на изменение первичных структур и текстур ятулийских пород оказали их расщепление и милонитизация вдоль зон тектонических нарушений.

Глава 10

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОГО И ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ЯТУЛИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Изложенный выше материал, включая выводы о фациальных обстановках и палеогеографии в ятулии, позволяет обоснованно подходить к вопросу о выявлении разных типов полезных ископаемых и их прогнозировании на основе палеогеографического и палеовулканологического изучения ятулийских образований. В настоящем разделе не предусматривается подробное описание всех видов полезных ископаемых ятулия, а дается характеристика только тех, размещение которых отчетливо прогнозируется при анализе условий образования различных групп пород. К их числу относятся мономинеральные кварциты (сырье для получения металлического кремния и других продуктов), породы кор выветривания (сырье для керамической промышленности), золото и медь.

Прогнозирование в осадочных толщах. В составе ятулийских толщ широко развиты разные типы обломочных пород, сложенных кварцем и полевыми шпатами с различным количеством слюдистого, карбонатного, кварцевого и других типов цемента. Образование этих пород происходило в разных фациальных обстановках из материала, который частично поступал при разрушении кор выветривания, а частично при разрушении гранито-гнейсовых и других пород древнего континента.

При изучении ятулийских образований Центральной Карелии необходимо было выявить среди большого набора обломочных пород ятулия наличие чистых мономинеральных кварцитов, аркозов, золотоносных пород и определить их геологическую и генетическую позицию.

Мономинеральные кварциты. Анализ установленных в ятулии фациальных обстановок позволил сделать заключение, что накопление чистых кварцевых песков могло осуществляться в водной среде таких бассейнов, в которых происходили длительный перемыв и сортировка первичнообломочного материала. Существование таких бассейнов, в которых преобладали фации с интенсивными донными течениями, создавало благоприятные условия для усиленного перемыва и неоднократного переотложения обломочного материала, что, в свою очередь, приводило к полному разрушению аркозового материала, окислению железистых и удалению слюдистых минералов. В результате этого процесса в определенных участках морского дна происходило накопление

мощных пластов чистых кварцевых песков, превратившихся в дальнейшем в мономинеральные кварциты и кварцито-песчаники.

Выявление этой генетической особенности локализации мономинеральных кварцитов позволило выдвинуть рабочую гипотезу, связанную с их прогнозированием: поиски чистых кварцитов следует проводить в отложениях бассейновой терригенной фациальной обстановки, образующейся в максимумы трансгрессий.

Анализ геолого-литологических данных показал, что такие обстановки (стратиграфическое положение горизонтов пород) приурочиваются ко второй и четвертой пачкам нижнего ятулия и к верхней части среднего ятулия. Наиболее длительное время подобная обстановка существовала в нижнем ятулии, и поэтому для подтверждения рабочей гипотезы основное внимание было сосредоточено на поисках высококремнеземистых кварцитов во второй пачке нижнего ятулия.

Проведенные работы подтвердили выдвинутые на основе палеогеографических построений предположения и позволили не только выявить стратиграфическую приуроченность кварцитов, но и установить площади их распространения, а также конкретные участки развития высококремнеземистых кварцитов. Соответственно с общей палеогеографической обстановкой снос обломочного материала происходил из области размыва, располагавшейся в нижнеятулийское время южнее линии Медвежьегорск — Койкары, в северном направлении, что подтверждается общим увеличением мощности пачки с юга на север от 80 до 160—200 м, уменьшением размера переносимых зерен кварца, улучшением их сортировки по зернистости и повышением чистоты отлагающегося терригенного материала.

Естественно, все это указывало на распространение горизонта высококремнеземистых кварцитов на определенной площади, приуроченной к северным частям ятулийских структур Центральной Карелии, что в дальнейшем и было подтверждено результатами химического опробования пород на различных участках в контурах их предполагаемого развития. Так, в Сегозерско-Елмозерской структуре выделен Шалговарский участок со средним содержанием SiO_2 — 97,08%, Al_2O_3 — 1,68%, Fe_2O_3 — 0,16%, CaO — 0,15%; в Янгозерской структуре на участке оз. Бол. Метчангъярви (разрез № 206) — SiO_2 — 98,50%, Al_2O_3 — 0,65%, Fe_2O_3 — 0,16% и CaO — сл.; в Маслозерской структуре на участке Нестеровой горы среднее содержание основных окислов по всей пачке (мощность 144 м) равно: SiO_2 — 98,33%, Al_2O_3 — 0,83%, Fe_2O_3 — 0,16% и CaO — 0,14%, а в кварцитах «чистого» горизонта (мощность до 20 м) составляет: SiO_2 — 98,78%, Al_2O_3 — 0,52%, Fe_2O_3 — 0,14% и CaO — 0,15% и т. д.

Таким образом, на основе комплексного литолого-фациального и геологического изучения толщ ятулийских отложений были подтверждены палеогеографические прогнозы о площадном распространении чистых кварцитов в разрезе второй пачки нижнего ятулия. В пределах контуров их предполагаемого распространения выделено и рекомендовано для постановки поисково-разведочных работ несколько участков.

Кварциты вышеуказанных участков по своему вещественному составу отвечают требованиям промышленности к сырью для получения металлического кремния, для динасовых изделий, флюса для получения ферросплавов и т. д.

Предположения о приуроченности чистых кварцитов к верхам нижнего и среднего ятулия частично подтвердились находкой линз чистых кварцитов, но требуют дальнейшего изучения.

Кора выветривания дюдутийских гранитов

В раннедюдутийское время территория Центральной Карелии представляла собой слабо расчлененную, неплененизированную поверхность суши, сложенную эффузивно-осадочными образованиями нижнего протерозоя, полимиктовыми породами сариолия и дюдутийскими гранитами. В условиях теплого, недостаточно влажного климата происходило интенсивное химическое выветривание всех этих пород и образование различных типов кор выветривания.

В дальнейшем в связи с усилением тектонической деятельности вся территория Центральной Карелии была разбита серией разломов на ряд крупных блоков, одни из которых подверглись воздыманию, другие — быстрому опусканию. На поднятых блоках наряду с продолжавшимися процессами выветривания происходил и интенсивный вынос дезинтегрированного материала, что не благоприятствовало сохранению мощной коры выветривания. В условиях же быстрого опускания образования коры выветривания не успевали подвергнуться процессам эрозии и захоронялись под выносимыми в эти области продуктами разрушения воздымающихся блоков.

Из различных типов кор выветривания самый большой практический интерес пока представляют породы химической коры выветривания дюдутийских гранитов. Наибольшая мощность этих геологических образований отмечена на южном берегу оз. Сегозера, где она равна 7—15 м. Кора выветривания залегает здесь на мелко-среднезернистых плагиоклазовых гранитах и представляет собой разномзернистую породу с почти нацело серицитизированным плагиоклазом. От гранитов сохранились лишь следы гранитовой структуры. В составе пород присутствуют: кварц, серицит, немного плагиоклаза (до 3%).

По своему химическому составу ($K_2O + Na_2O = 5,5—6,8\%$, $K_2O : Na_2O = 18 : 1$ и Fe_2O_3 до 1,6%) кора выветривания дюдутийских гранитов может иметь определенный практический интерес для фарфоровой, электрокерамической, абразивной и другой промышленности.

На основе геолого-литологических материалов составлена палеофациальная схема для раннедюдутийского времени. На этой схеме показаны предполагаемые площади развития коры химического выветривания на гранитах, и таким образом создана основа для прогнозирования этого типа полезных ископаемых.

Арковые песчаники

В связи с поисками новых типов кварц-полевошпатного сырья для керамической промышленности (А. С. Пекки, 1966) был выдвинут вопрос о возможности использования для этой цели арковых песчаников ятулия. Имеющиеся химические анализы (табл. 29) показали, что эти породы по своему составу ($K_2O + Na_2O = 5,4—7,0\%$, $K_2O : Na_2O$ от 6 : 1 до 25 : 1; Fe_2O_3 —0,65—1,78%) могут служить сырьем для абразивной, фарфоровой, электро-керамической промышленности. Поэтому возникла необходимость в оценке геолого-литологических материалов для установления прогнозов на эти породы.

Появление полевошпатного материала в составе ятулийских толщ было связано с периодом интенсивного разрушения дюдутийского гранитного основания в этапы омоложения базиса эрозии в конце регрессивных — начале трансгрессивных циклов. С этих геологических позиций благоприятными для появления полевошпатного обломочного ма-

териала были периоды образования первой и четвертой пачек нижнего ятулия, второй пачки среднего и первой пачки верхнего ятулия. При этом более растянутым во времени был период формирования первой пачки нижнего ятулия, и потому образовавшиеся здесь горизонты пород представляются наиболее перспективными. Анализ материалов показал, что в разных районах в первой пачке развиты аркозовые породы различной мощности (район оз. Сегозера — до 30 м; оз. Селецкого — до 300 м; оз. Лубосалми — около 500 м и т. д.).

Наиболее благоприятной палеогеографической обстановкой для образования мощной пачки аркозовых пород являлись склоны крупных интенсивно погружающихся долинообразных понижений — Лубосалма, Мотко, Волома. Именно в этих местах и образовались породы с высоким содержанием щелочей в нижних частях разрезов (Пизанец — до 100 м, Мотко — до 30 м) в условиях континентальной (элювий и делювий) и прибрежной фациальной обстановок. Площади, перспективные на аркозовые породы, устанавливаются на фациальных схемах. Таким образом, анализ геолого-литологических данных позволяет выделить стратиграфические уровни и площади (фациальные), перспективные на поиски аркозовых пород как сырья для керамической промышленности.

Золото

В последние годы на территории Карелии Северной экспедицией ВИРГа (В. З. Негруца, 1966, 1968) и поисковой партией института ЦНИГРИ проводились поиски рудопоявлений золота, причем особое внимание было уделено среднепротерозойским (ятулийским) кварцевым конгломератам. Подобный интерес к кварцевым конгломератам Карелии обусловлен тем, что с докембрийскими конгломератами связана большая часть мировых запасов золота и урана (месторождение «Витватерсранд» и «Тарква» — в Африке, «Блайнд-Ривер» — в Канаде, «Жакобина» — в Бразилии, «Эно» и «Коли» — в Финляндии).

Анализ накопившегося документального материала подтверждает наибольшую перспективность на золото ятулийских вулканогенно-осадочных образований, на что указывают результаты опробования докембрийских пород Карелии Северной экспедицией ВИРГа (1966 г.).

Из 834 шлихо-минералогических проб золота обнаружено в 33 пробах, из которых 30 проб — из ятулийских конгломератов. Из 4191 спектротометрической пробы золото присутствует в 92, из них 80 —

Таблица 34

Распределение золотосодержащих проб по толщам

Подразделения ятулийского отдела		Общее количество проб	Количество золотосодержащих проб
толща	пачка		
Верхняя		17	6
Средняя		37	23
Нижняя	Третья	2	2
	Вторая	9	6
	Первая	36	20

**Фациальные условия образования золотосодержащих пород
первой пачки нижнего ятулия**

№ пробы	Географическая привязка	Структура	Наименование пород	Мощность опробованной части разреза, м	Содержание, г/т	Палеофациальная обстановка	Фация	Примечание
11—1	д. Койкары	Койкарская	Кварцевый конгломерат		сл.	Континентальная	Аллювиальная	
257	пос. Гирвас	"	Грубозернистый песчаник с конгломератом	5	"	"	"	
267	Луканоя	"	"	7	0,17	"	"	
10—10	оз. Реболампи	"	"	штуф	сл.	"	"	
253	"	"	Кварцевый конгломерат	10	0,1	"	"	
7—4	оз. Шаргилампи	"	Грубозернистый песчаник	штуф	сл.	"	"	
9—5	оз. Янисъярви	"	Кварцевый цемент	0,5	0,2	"	"	
261	р. Семча	"	Грубозернистый песчаник	7,0	1,25	"	"	В шлихе два знака
261—1	"	"	Кварцевый конгломерат	13	0,35	"	"	
264—1	оз. Салвалампи	"	Грубозернистый песчаник с конгломератом	10	2,46	"	"	В шлихе 6 зерен

272	д. Мяндусельга	Кумсинская	Грубозернистый песчаник с конг- ломератом	12	0,25	Континенталь- ная	Аллювиаль- ная
239—1	д. Медвежья Гора	"	Крупнозерни- стый, грубозер- нистый песчаник	штуф	0,1	"	Прибрежно- аллювиаль- ная
239—2	"	"	Грубозернистый песчаник с конг- ломератом	"	сл.	"	"
236	оз. Кяльозеро (Остречье)	"	Грубозернистый песчаник	35	0,3	"	"
3053—50-6	Воронов Бор	Прионежская	Песчаники, конг- ломераты	8	сл.	"	Аллювиаль- ная
238	Шлюз № 6 ББК	"	"	20	сл.	"	"
223	д. Шалговара	Елмозерская	Кварцевый песчаник	30	0,5	Бассейновая	Редких донных течений
224	оз. Валгия-лампи	"	"	30	0,1	"	"
945—10	Юккогуба	Маслозерская	Кварцевый конгломерат	0,6	0,2	Континенталь- ная	Пролувиаль- ная (?)
366	оз. Мотко	Мотко-Волом- ская	Грубозернистые аркозы		сл.	"	Пролувиаль- но-элювиаль- ная

ятулийских. Все это наглядно доказывает наибольшую перспективность на золото ятулийских пород.

Нами было проведено предварительное опробование на золото вулканогенно-осадочных пород ятулийского комплекса, показавшее присутствие золота в породах всех толщ. Всего было выполнено 90 пробирных анализов, из которых 57 показали различное содержание золота. Распределение золотосодержащих проб по подразделениям ятулийского периода представлено в табл. 34.

При выяснении физико-географических условий образования золотосодержащих пород каждого отрезка времени ятулийского периода установлено:

1. Большинство золотосодержащих проб в породах первой пачки нижнего ятулия приурочено к грубозернистым кварцевым песчаникам, гравелитам и конгломератам, образование которых происходило в аллювиальных фациях континентальной фациальной обстановки (табл. 35).

На палеофациальной карте показано, что области развития континентальных условий осадконакопления в нижнеятулийское время существовали в южных частях ятулийских структур (фиг. № 173). К нижнему ятулию территория Центральной Карелии после пенепленизации страны уже была разбита на крупные блоки, одни из которых подверглись поднятиям, образуя различной высоты возвышенности, другие же опускались, представленными в древнем рельефе довольно широкими и протяженными долинами.

С древних областей сноса и со вновь образовавшихся возвышенностей в долины сносилось громадное количество обломочного материала, вместе с которым в осадки поступало и золото. Содержание золота в речном аллювии наиболее высокое и достигает 0,2—2,46%. С удалением же от областей сноса и с переходом в области распространения бассейновых фациальных обстановок резко сокращается как количество золотосодержащих проб, так и их весовое содержание. Например, в зонах развития бассейновых фаций с донными течениями — в редких пробах содержание золота превышает 0,05—0,1 г/т.

2. В породах второй пачки нижнего ятулия золото в количестве от 0,05 до 0,25 г/т (табл. 36) встречается в широко развитых в этой пачке кварцито-песчаниках, накопление которых происходило в бассейновой фациальной обстановке, в фациях циркулирующих донных течений — на большом удалении от источников сноса, что обусловило высокую однородность состава пород, хорошую сортировку обломочного материала благодаря его неоднократному перемыву и переотложению. Золото могло поступать в область образования донных фаций либо в виде тонко измельченного материала, взвесей, либо в виде неустойчивых химических соединений.

Промышленных скоплений золота в этих фациях трудно ожидать.

3. Из грубозернистых песчаников третьей пачки нижнего ятулия проанализировано только 2 пробы, показавших содержание золота от следов до 0,18 г/т (табл. 32). Образование песчаников происходило в мелководных бассейнах в фациях плащевых потоков или редких донных течений. Фактического материала по золотоносности пород третьей пачки крайне мало, а поэтому делать какие-либо окончательные выводы преждевременно.

4. В породах среднего ятулия из 37 проб присутствие золота обнаружено в 23, большинство из которых приурочено к кварцевым гравелитам и конгломератам и очень редко — к крупно-грубозернистым песчаникам. Накопление золотосодержащих пород происходило в основном в континентальной фациальной обстановке на площадях развития аллю-

Фациальные условия образования золотосодержащих пород второй пачки нижнего ятулия

№ пробы	Географическая привязка	Структура	Наименование пород	Мощность опробованной части разреза, м	Содержание, г/т	Полеофациальная обстановка	Фации
245—1	Орчень-губа Сегозеро	Сегозерская	Кварцито-песчаники	30	0,1	Бассейновая	Циркулирующих донных течений
232	Юккогуба	Маслозерская	— . —	40	0,05	— . —	— . —
217	Нестерова гора	— . —	— . —	150	0,05	— . —	— . —
207—А	оз. Бол. Метчангъярви	Янгозерская	— . —	40	0,25	— . —	— . —
208—1	в 4—5 км к юго-западу от пос. Костамукса	Костамукская	— . —	40	0,1	— . —	— . —
201—А	в 6 км на северо-восток 45° от оз. Палаярви	Мотко-Воломская	— . —	18	0,2	— . —	— . —

Фациальные условия образования золотосодержащих пород третьей пачки нижнего ятулия

№ пробы	Географическая привязка	Структура	Наименование пород	Мощность опробованной части разреза, м	Содержание, г/т	Палеофа-циальная обстановка	Фации
245	Орчень-губа Сегозеро	Сегозерская	Разнозернистый кварцевый песчаник	20	0,18	Мелководного бассейна	Плащевых потоков с садкой карбоната
229	Хаугиярви	Елмозерская	Грубозернистый песчаник	20	сл.	— „ —	— „ —

виальных и прибрежных озерно-аллювиальных фаций. Наибольшие содержания золота приурочены к породам, образовавшимся в русловом аллювии на небольшом удалении от областей сноса. Один из таких участков развития русловых фаций расположен на площади Койкарско-Святнаволоксской структуры. Содержание золота в породах этого участка получено в 12 пробах (табл. 38) и колеблется от следов до 0,2—0,48—0,52 г/т. В отдельных случаях довольно высокие содержания золота отмечаются в породах аллювиально-озерных фаций (№ 210, р. Янгозерка, 0,62 г/т) и в прибрежно-аллювиальных фациях (№ 235, Фенькина Ламбина, 0,5 г/т).

С удалением от площадей развития континентальных фаций к областям бассейнового осадконакопления золото встречается реже и в меньших количествах. Так, на площадях развития бассейновых фаций с терригенно-карбонатным осадконакоплением золото встречено в трех пробах на оз. Селецком (№ 214, 214—1,1538а), с содержанием от следов до 0,05 г/т. При еще большем удалении от областей сноса в бассейновых фациях встречаются лишь отдельные пробы со следами золота (№ 230, Юккогуба, Маслозерская структура).

Особый интерес представляют терригенные породы аллювиальных фаций, обогащенные сульфидными минералами в результате воздействия на них пневматолито-гидротермальных процессов, происшедших (по данным палеовулканологических исследований) под влиянием располагавшегося на небольшом удалении вулканического аппарата. Такие обогащенные сульфидными песчаники встречены в Прионежской структуре на медном месторождении Воронов бор, где пробы из грубозернистых кварцевых песчаников содержат 0,46—1,4—1,8 г/т золота.

5. В верхнеятулийских терригенных образованиях присутствие золота отмечено в 6 пробах из 17, при этом содержание золота — небольшие следы, 0,1 г/т (табл. 39). Встречается оно в разных по зернистости песчаниках, переслаивающихся со сланцами, в кварцевых гравелитах и конгломератах, образовавшихся в прибрежной и мелководной фациальных обстановках в начале верхнеятулийского времени. На территории Центральной Карелии в это время происходило размывание ранее сформировавшихся ятулийских пород и в незначительной степени древнего доятулийского фундамента.

Переработка ниже-среднеятулийских пород приводила к их более тонкому измельчению и перераспределению на площади. Сами эти породы содержали золото в небольших количествах, а следовательно, они не могли явиться источником для накопления данного металла в осадках верхнего ятулия. Обломочного материала с древних областей сноса поступало очень мало, так как эти области в большинстве случаев были перекрыты ниже- и среднеятулийскими породами.

Приведенные данные не дают нам права сделать однозначные выводы о золотоносности ятулийских пород и, хотя пока не вселяют особых надежд на выявление промышленных концентраций золота, но на основе палеогеографических материалов все же значительно уточняются рамки поисковых и исследовательских работ.

По вопросу опробования ятулийских пород на золото следует указать, что полученные результаты по содержанию металла в граммах на тонну не отвечают действительным природным содержаниям золота в осадочных породах ятулия. Дело в том, что на первом этапе изучения золотоносности ятулийских пород мы ставили перед собой две задачи: во-первых, выяснить общий вопрос — золотоносны ли ятулийские породы? на каких участках? и, во-вторых, выяснить палеофациальные условия накопления золотоносных пород. Для решения этих вопросов из-

Фациальные условия образования золотосодержащих пород среднего ятулия

№ пробы	Географическая привязка	Структура	Наименование пород	Мощность опробованной части разреза, м	Содержание, г/т	Палеофациальная обстановка	Фации
12—5	р. Суна (у плотины)	Койкарская	Гравелит	1,0	0,2	Континентальная	Аллювиальная
269	д. Койкары	— „ —	Песчаник, гравелит, конгломерат	1,0	0,025	— „ —	— „ —
151	р. Суна (у плотины)	— „ —	Конгломерат	1,0	сл.	— „ —	— „ —
914—1	— „ —	— „ —	Конгломерат с гематитовым цементом	2,0	0,1	— „ —	— „ —
914—а	— „ —	— „ —	Конгломерат	1,5	сл.	— „ —	— „ —
258	— „ —	— „ —	Песчаник	6,0	0,25	— „ —	— „ —
268	р. Луканоя (Гирвас)	— „ —	— „ —	6,0	0,52	— „ —	— „ —
259	оз. Сухое (Койкары)	— „ —	Грубозернистый песчаник и гравелит	1,5	0,05	— „ —	— „ —
3—2	Святонаволок	— „ —	Гравелит	2,0	0,08	— „ —	— „ —
3—3	— „ —	— „ —	Гравелит, конгломерат	1,1	сл.	— „ —	— „ —

3—5	—, —	—, —	Гравелит	1,4	0,1	—, —	—, —
3—6	—, —	—, —	Конгломерат	1,3	0,48	—, —	—, —
3053—50 ^б	Воронов Бор	Прионежская	Песчаник с сульфидной вкрапленностью	5,0	0,46	—, —	—, —
3053—33	—, —	—, —	—, —	2,0	1,8	—, —	—, —
3053—33	—, —	—, —	—, —	штуф	1,4	—, —	—, —
3540—1	оз. Куйкъярви	—, —	Конгломерат, гравелит	штуф	0,1	—, —	—, —
240	пос. Лумбуши	—, —	—, —	2,0	сл.	—, —	—, —
235	Фенькина Ламбина	Кумсинская	Среднезернистый, круп- нозернистый песчаник	12	0,5	Прибрежная	Прибрежно-аллю- виальная
210	р. Янгозерка	Янгозерская	—, —	45	0,62	—, —	Аллювиально- озерная
1538 ^а	оз. Хизъярви	Селецкая	Конгломерат		сл.	—, —	Прибрежно-ал- лювиальная
214	Тухка-лакси	—, —	Песчаник с конгломе- ратом	20	сл.	—, —	—, —
214—1	—, —	—, —	Разнозернистый песча- ник	20	0,05	—, —	—, —
230	Юккогуба	Маслозерская	Песчаники, сланцы	15	сл.	—, —	Спокойного осад- конакопления

Фациальные условия образования золотосодержащих пород верхнего ятулия

№ пробы	Географическая привязка	Структура	Наименование пород	Мощность опробованной части разреза, м	Содержание, г/т	Палеофациальная обстановка	Фации	Примечание
1592—14	Паданы	Сегозерская	Кварцевый песчаник	Штуфная проба	сл.	Мелководный бассейн	Временных потоков	
3001	— . —	— . —	Конгломерат	— . —	— . —	— . —	— . —	
244—3	Глухая губа (Сегозеро)	— . —	Кварцевый песчаник	0,6	0,1	Прибрежная	Прибрежно-аллювиальная	
379—14	оз. Совдозеро	Янгозерская	Гравелит	2,0	0,1	Мелководная	Временных потоков	
231—1	Юккогуба	Маслозерская	Грубозернистый песчаник		сл.	— . —	— . —	
231—2	— . —	— . —	Мелкозернистый песчаник, сланцы		"	— . —	— . —	

учались различные первичные признаки условий образования тех или иных пород и отбирались штучные и протолочные пробы для проведения пробирного анализа. Штучное опробование характеризует золотоносность пород только в случайных точках и не дает характеристики отдельных горизонтов. Протолочные пробы, отобранные методом точечного опробования вкрест простирания пород, характеризуют общую золотоносность толщи, пачки или какой-либо части разреза довольно большой мощности — 6—10—30—40 м, а иногда и до 150 м. Отдельные же горизонты, возможно содержащие промышленные скопления золота, остались не выявленными, т. е. в общем разрезе они оказались сильно разубоженными. На следующем этапе работ необходимо в выявленных золотоносных пунктах и в благоприятных фациальных условиях провести погоризонтное опробование с целью выявления пластов с промышленным содержанием золота.

Таким образом, приведенное выше краткое описание некоторых типов полезных ископаемых, связанных с ятулийским осадочно-вулканогенным комплексом, и условий их формирования позволяет сделать вывод, что установление палеогеографических условий образования какой-либо группы горных пород — важнейший критерий для прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых, характерных только для определенной фациальной обстановки и только для данной фации.

Подобными фациальными обстановками, перспективными для поисков месторождений высококремнеземных кварцитов, являются бассейновая терригенная фациальная обстановка с преобладанием интенсивных донных течений; для поисков аркозовых пород — континентальная и прибрежная фациальная обстановка с элювиально-делювиальными и прибрежными фациями; для поисков месторождений золота наиболее перспективны аллювиальные фации континентальной фациальной обстановки.

В заключение следует отметить, что детальное изучение палеогеографических условий образования различных типов осадочных пород дает возможность полнее расшифровать закономерности распределения по площади как терригенного материала, так и связанных с ним полезных ископаемых. Выяснение фациальной принадлежности терригенных пород — это ключ к быстрейшему открытию месторождений полезных ископаемых.

Прогнозирование в эффузивных породах

Издавна известна пространственная приуроченность многочисленных медных рудопроявлений и точек медной сульфидной минерализации к основным зеленокаменным породам обширной территории Центральной и Южной Карелии, включая также площадь Заонежского полуострова (В. М. Тимофеев, 1935; Р. Eskola, 1925, 1948).

Меденосность основных вулканогенных пород является весьма актуальной проблемой, поэтому при проведении комплексных геолого-литологических и палеовулканологических исследований ятулийских образований была предпринята обработка большого химико-аналитического материала с целью установления наиболее общих закономерностей локализации и концентрации меди в эффузивных породах ятулия.

Меденосность основных эффузивов. Отмеченная ранее приуроченность повышенных содержаний меди к участкам эффузивных толщ, прилегающих к центрам лавовых излияний — вулканическим аппаратам,

а в разрезах лав — к начальным фазам лавовых излияний первых двух вулканических циклов среднеятулийского этапа вулканизма, позволила высказать предположение о возможной концентрации меди в виде вкрапленных руд в диабазах первых лавовых потоков основания лавовой толщи в районах предполагаемого расположения подводящих каналов.

Палеовулканологическим анализом эффузивных и эффузивно-осадочных образований территории Центральной и Южной Карелии в пределах различных ятулийских структур были либо выделены участки предполагаемого расположения вулканических аппаратов, либо обнаружены остатки самих подводящих каналов. В районе оз. Сегозера (Орчень-губа) и пос. Гирвас установлены сохранившиеся от эрозии корневые части и обрывки лавового конуса двух вулканических аппаратов, а в районе северного конца оз. Селецкого, оз. Чинозера и Повенецкого залива Онежского озера предполагается их наличие.

Предпринятое детальное изучение основных лав в ряде районов Центральной и Южной Карелии, в участках предполагаемого и достоверного расположения вулканических центров лавовых излияний, привело к обнаружению в первых лавовых потоках основания лавовых толщ среднего ятулия рассеянных халькопирит-борнит-халькозиновых вкрапленных руд.

Химическим анализом диабазов, несущих рассеянную сульфидную вкрапленность, по ряду профилей одного из районов Южной Карелии было установлено, что содержания меди колеблются от 0,74—2,54%, в среднем около 1%.

Принимая во внимание установленные закономерности концентрации меди в основных лавах ятулия и факт нахождения в них сингенетичной меднорудной вкрапленности, можно предполагать нахождение подобных руд и в остальных, еще не изученных структурах ятулия.

Как следует из опыта палеовулканического изучения вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов в различных районах нашей страны (В. Н. Котляр, 1964, 1966, 1967), перспективными участками на поиски рудных, минерализованных зон являются околожерловые и вулканокупольные структуры, в связи с чем встает вопрос о первоочередности изучения остатков установленных ятулийских вулканических аппаратов Карелии и участков их предполагаемого расположения. В этом отношении заслуживают определенного внимания зоны гидротермально измененных пород Гирвасского вулкана, содержащие медную, золото-рудную и полиметаллическую минерализацию.

Таким образом, при палеовулканологических реконструкциях механизма проявления и условий формирования лавовых полей ятулия в пределах неизученных структур Центральной и Северной Карелии, а также в ряде районов Кольского полуострова, необходимо обратить основное внимание на поиски и установление вулканических аппаратов, являющихся центрами лавовых излияний, а также на тщательное картирование зон разломов, контролирующих их пространственное расположение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное, как по существу решаемых геолого-литологических задач, так и по характеру использованных методик, изучение ятулийских (среднепротерозойских) вулканогенно-осадочных образований Центральной Карелии показало большую действенность подобных исследований в применении к докембрийским отложениям. Если на первом этапе работ преобладал геологический подход к решению стратиграфи-

ческих вопросов, то на последующих этапах предложенная стратиграфическая схема проходила проверку на основе логического анализа через увязку литологических и палеовулканологических материалов и выводов, т. е. основным стал уже геолого-литологический подход. Такая взаимная проверка геологических выводов через палеогеографические построения и, наоборот, палеогеографических выводов через призму геологических материалов позволила расшифровать сопряженность в развитии структурообразования, осадконакопления и вулканизма в ятулии на территории Центральной Карелии. Особенно важно, на наш взгляд, то, что установление последовательности и взаимосвязи разных геологических проявлений позволило предположить, а затем и подтвердить некоторые закономерности локализации тех или других образований, являющихся полезными ископаемыми (чистые кварциты, флюсы, меденосные эффузивы и т. д.).

Проведенное исследование может служить основой для продолжения подобного изучения среднепротерозойских образований на всей территории восточной части Балтийского щита.

ЛИТЕРАТУРА

- Бартлетт М. С. 1958. Введение в теорию случайных процессов. ИЛ, М.
- Безденежных Л. П., Негруца Т. Ф., Негруца В. З. 1966. К методике фациального изучения осадочно-метаморфических толщ Карелии и Кольского полуострова. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1. Вопросы литологии докембрийских метаморфических толщ, изд. «Недра».
- Белоусов В. В. 1958. Типы и происхождение складчатости. Советская геология, № 1.
- Ботвинкина Л. Н. 1956. Метод сопоставления разрезов угленосной толщи на основе фациально-циклического анализа. Тр. лабор. геол. угля АН СССР, вып. 5.
- Ботвинкина Л. Н. 1959. Морфологическая классификация слоистости осадочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Ботвинкина Л. Н. 1960. Слоистость как генетический признак осадочных пород. Докл. сов. геол. к VI междунар. конгрессу по седиментологии. Госгеолтехиздат.
- Ботвинкина Л. Н. 1962. Слоистость осадочных пород. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 59.
- Ботвинкина Л. Н. 1965. Методическое руководство по изучению слоистости. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 119.
- Ботвинкина Л. Н. 1965. Тектурный анализ и перспективы его развития. Литология и полезные ископаемые, № 2.
- Бронгулеев В. В. 1956. Основные генетические типы складчатых структур земной коры. Советская геология, № 54.
- Бурачек А. Р. 1933. К методике измерений ориентировки галек и косой слоистости. Зап. Всерос. мин. об-ва, вып. 2.
- Бутин Р. В. 1959. Ископаемые Cyatophyceae в протерозойских карбонатных отложениях Южной Карелии. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 2.
- Бутин Р. В. 1960. Органические остатки в протерозойских отложениях Южной Карелии. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 2.
- Бутин Р. В. 1966. Ископаемые водоросли протерозоя Карелии. В кн.: «Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии», Петрозаводск.
- Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А. 1951. Метод определения первичной ориентировки наклона косых слоев. Геол. сб. НИТО ВНИГРИ, кн. I и IV.
- Верзилин Н. Н. 1962. К вопросу о классификации смешанных осадочных пород. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., вып. 12, № 310.
- Викулова М. Ф. 1957. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Тр. ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б. 1956. Эволюция химического состава глин Русской платформы. Геохимия, № 2.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б. 1956. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. Геохимия, № 6.
- Виноградов А. П. 1962. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. Геохимия, № 7.

Вистелиус А. Б. 1945. О выражении результатов фоссилизации колебательных движений земной коры с помощью ряда. ДАН СССР, т. 49, № 7.

Вистелиус А. Б. 1963. Фазовая дифференциация палеозойских отложений Среднего Поволжья и Заволжья. Изд. АН СССР.

Вистелиус А. Б. 1963. Проблемы математической геологии. Случайный процесс. Геология и геофизика, № 12.

Вяйрюнен Х. 1959. Кристаллический фундамент Финляндии. ИЛ, М.

Галдобина Л. П. 1958. Иотнийские образования района Прионежья Карельской АССР. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 5.

Галдобина Л. П. 1958. Литологические особенности и условия образования иотнийских песчаников и кварцито-песчаников Карелии. Сб. статей молодых научных сотрудников ленинградских геологических учреждений АН СССР, вып. 1. Изд. АН СССР, М.-Л.

Галдобина Л. П. 1966. Опыт применения фациально-циклического анализа к изучению докембрийских осадочных толщ Карелии. Литология и полезные ископаемые, № 3, изд. «Наука».

Галдобина Л. П., Сацук Ю. И., Рылеев А. В., Хейсканен К. И. 1966. К методике замеров кривой слоистости дислоцированных толщ при полевых наблюдениях. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1. Вопросы литологии докембрийских метаморфических толщ, изд. «Недра».

Гельмерсен Г. П. 1860. Геогностические исследования Олонецкого горного округа, произведенные в 1851, 1857 и 1859 гг. Горный журнал, № 12.

Гилярова М. А. 1941. Спилиты Кончезерского района Карело-Финской ССР. Изд. ЛГУ.

Гилярова М. А. 1948. Докарельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение. Изв. Карело-Финск. научно-исслед. базы АН СССР, № 1.

Гилярова М. А. 1948. К стратиграфии и тектонике Карельской формации Центральной Карелии. Уч. зап. Ленингр. гос. пед. ин-та, т. 72, кафедра геол. и минерал.

Гилярова М. А. 1949. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии. Изв. Карело-Финск. научно-исслед. базы АН СССР, № 2.

Гилярова М. А. 1955. К стратиграфии докембрия Косозерского района (Тунгуда) Карело-Финской ССР. Вестн. ЛГУ, № 1.

Гилярова М. А. 1956. Стратиграфическое положение суйсарского вулканического комплекса. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, вып. 7, № 209.

Гилярова М. А. 1966. Опыт изучения древних эффузивов и пирокластов. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, Вопросы литологии докембрийских метаморфических толщ, изд. «Недра».

Головенок В. К. 1964. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия (по наблюдениям в Патомском нагорье). Тр. ВСЕГЕИ, 97.

Головенок В. К. 1966. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземного сырья и урановых россыпей. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, Вопросы литологии докембрийских метаморфических толщ, изд. «Недра».

Давыдова Т. Н., Гольштейн Ц. И. 1949. Литологические исследования в Буреинском бассейне.

Елисеев Н. А. 1928. Геолого-петрографический очерк северо-восточного побережья озера Сегозера. Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., т. VIII, вып. 1.

Елисеев Н. А. 1928. О сегозерских спилитах. Зап. Росс. минерал. об-ва, ч. 57, вып. 1.

Заварицкий А. Н. 1950. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР.

Иностранцев А. А. 1877. Геологический очерк Повенецкого уезда и его рудных месторождений. Материалы по геологии России, т. VII.

Келлер Б. М. 1963. Принципы выделения и разделения верхнего докембрия. В кн.: «Верхний докембрий. Стратиграфия СССР».

Копелиович А. В. 1965. Эпигенез древних толщ юго-запада русской платформы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 121.

Котляр В. Н. 1964. Оруденение и вулканизм (типы вулканогенных месторождений). Докл. сов. геол. XXII сессии МГК. Проблемы генезиса руд.

Котляр В. Н. 1966. О некоторых вопросах и аналогах минерализации в связи с нео- и палеовулканизмом. В сб.: «Современный вулканизм», т. 1, изд. «Наука».

Котляр В. Н. 1967. Проблема рудоносности вулканических формаций. Сов. геология, № 11.

Котова Л. Н. 1966. Пепловые лапилли из девонской вулканогенно-осадочной серии хребта Тарбагатаи. Литология и полезные ископаемые, № 2.

Кратц К. О. 1955. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 5.

Кратц К. О. 1958. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 2.

Кратц К. О. 1963. Геология карелид Карелии. Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 16.

Кратц К. О., Лазарев Ю. И. 1961. Основные черты тектонических структур ятулия, Сб.: «Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова». Изд. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, Мурманск.

Кратц К. О., Нумерова В. Н. 1957. Краткий очерк геологического строения и основные черты металлогении восточной части Балтийского щита. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада СССР, № 1.

Кратц К. О., Робонен В. И., Соколов В. А., Чернов В. М. 1966. Литологические методы в изучении докембрия Карелии. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, Вопросы литологии докембрийских метаморфических толщ, изд. «Недра».

Крашенинников Г. Ф. 1960. Методика палеогеографических исследований на основе фациального анализа. Докл. сов. геол. VI Междунар. конгр. по седиментологии.

Крашенинников Г. Ф. 1962. Фации, генетические типы и формации. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8.

Лазарев Ю. И. 1966. Методы структурного анализа в литологических исследованиях. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, Вопросы литологии докембрийских метаморфических толщ, изд. «Недра».

Лобанов И. Н. 1962. Слоистые текстуры в ятулийских кварцитах Карелии. Изв. Высш. учебн. завед. геол. и разв., № 2.

Лобанов И. Н. 1962. Ятулийские кварцевые конгломераты Карелии их происхождение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Лобанов И. Н. 1963. Протерозойские валунно-галечные конгломераты р. Кумсы в Карелии. Изв. Высш. учебн. завед. геол. и разв., № 11.

Лукашев К. И. 1963. Очерки по геохимии гипергенеза. Изд. АН БССР, Минск.

Михайлов А. Е. 1958. Классификация эндогенной складчатости Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIII (4).

Набоко С. И. 1959. Вулканические экскаляции и продукты их реакций. Тр. лабор. вулканологии, вып. 16, изд. АН СССР.

Наливкин Д. В. 1956. Учение о фациях, т. II, изд. АН СССР.

Негруца В. З. 1963. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии. Сов. геология, № 7.

Негруца В. З., Негруца Т. Ф. 1965. Литология и условия образования протерозойских кварцевых конгломератов Карелии в связи с их золотоносностью. Литология и полезные ископаемые, № 6.

Негруца В. З. 1966. Опыт фациального изучения кварцевых конгломератов Карелии. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, Вопросы литологии докембрийских метаморфических толщ, изд. «Недра».

Николаев Н. И. 1946. Генетические типы новейших континентальных отложений. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 4.

Овчинников Л. Н. 1965. Об участии газов в постмагматическом рудообразовании и выделении пневматолитовой фазы. В кн.: «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II. Основы автоматического регулирования. М., 1954.

Пекки А. С. 1966. Генетические типы полевошпатового сырья Карелии и оценка их по промышленному значению. В кн.: «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии», Карельск. кн. изд., Петрозаводск.

Перевозчикова В. А. 1957. Геология протерозоя Карелии. Матер. по геол. и полез. ископ. Северо-Запада СССР, № 1.

Полынов С. Б. 1934. Кора выветривания. Ч. 1. Процессы выветривания. Основные фазы и формы коры выветривания и их распределение. Изд. АН СССР.

Попов В. И., Макарова С. Д., Филипов А. А. 1963. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Гостоптехиздат, Л.

Пугачев В. С. 1962. Теория случайных функций. Физматгиз.

Ранкама Р. 1957. Геологические данные о химическом составе докембрийской атмосферы. В сб.: «Земная кора».

Рийконен О. А. 1960. К геологии протерозоя побережья Сегозера. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. XXVI.

Робонен В. И. 1960. Стратиграфия протерозоя района Шомбозера. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. XXVI.

Робонен В. И. 1966. Стратиграфия протерозоя района Парандово — Надвоицы (Восточная Карелия). В кн.: «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии», Карельск. кн. изд., Петрозаводск.

Родионова Р. И., Федорченко В. И., Шилов В. Н. 1963. Петрохимические особенности лав вулкана Эбеко на острове Парамушир (Курильские острова). В сб.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма», изд. АН СССР, Лаборатории вулканологии.

Ронов А. Б. и Хлебникова З. В. 1957. Химический состав важнейших генетических типов глин. Геохимия, № 6.

Рухин Л. Б. 1959. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Гостоптехиздат.

Рухин Л. Б. 1953. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат.

Саркисян С. Г. и Климова Л. Т. 1955. Ориентировка галек и методы их изучения для палеогеографических построений. Изд. АН СССР.

Сацук Ю. И. 1960. Верхнекарельские карбонатные породы района Чирка-Кеми. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. XXVI.

Светов А. П., Голубев А. И. 1967. Вулканический аппарат ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии. ДАН СССР, т. 171, № 1.

Светов А. П. 1968. Некоторые петрохимические особенности ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии. Тр. Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР, вып. 1.

Светов А. П. 1968. Основные закономерности эволюции ятулийского вулканизма Центральной Карелии и связь с ним рудной минерализации. В сб.: «Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита».

Сердюченко Д. П. 1956. О некоторых типах осадочно-метаморфического минералообразования. В сб.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4, изд. Львовск. гос. ун-та.

Сидоренко А. В. и Лунева О. И. 1961. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Тр. Кольск. фил. АН СССР, изд. АН СССР, М.—Л.

Сидоренко А. В. 1963. Проблемы осадочной геологии докембрия. Сов. геол., № 4.

Соколов В. А. 1955. К вопросу о происхождении протерозойских доломитов Прионежья. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 2.

Соколов В. А. 1956. К геологии верхнекарельских образований Северного Прионежья. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 3.

Соколов В. А. 1958. К геологии протерозойских (верхнекарельских) карбонатных пород южной части КАССР. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 9.

Соколов В. А. 1960. О цикличном строении терригенно-карбонатной толщи протерозоя Южной Карелии. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 26.

Соколов В. А., Бутин Р. В. 1961. Новый водорослевый горизонт терригенно-карбонатной толщи ятулия в Прионежье. ДАН СССР, т. 140, № 1.

Соколов В. А. 1963. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. Изд. АН СССР, М.—Л.

Соколов В. А. 1964. К геологии и палеогеографии ятулия Карелии. В кн.: «Геология докембрия». Докл. сов. геол. XXII сессии, проблема № 10, изд. «Недра».

Соколов В. А. 1966. Распространение органики и проблематика в протерозойских образованиях Карелии. В кн.: «Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии», Петрозаводск.

Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Сацук Ю. И., Хейсканен К. И. 1966. К литологии и палеогеографии ятулийских отложений района Сегозера — Елмозера. В кн.: «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии», Петрозаводск.

Соколов В. А., Хейсканен К. И. 1966. Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, Вопросы литологии докембрийских метаморфических толщ, изд. «Недра».

Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Сацук Ю. И., Светов А. П., Хейсканен К. И. 1966. Некоторые формы предъятулийского погребенного рельефа в Карелии. ДАН СССР, т. 168, № 2.

Страхов Н. М. 1951. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. (Опыт сравнительно-литологического исследования). Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 124, геол. сер., № 45.

Страхов Н. М. и др. 1955. К геохимии нефтеносных отложений (нижнефранские породы Второго Баку). Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 124, сер. геол., № 45.

Страхов Н. М. 1960. Основы теории литогенеза. Т. II. Изд. АН СССР, М.

Страхов Н. М. 1962. Основы теории литогенеза. Тт. I, II, III, изд. АН СССР.

Сычева-Михайлова А. М. 1962. О взаимоотношении глыбовых складок и тектонических разрывов в Уральском Каратау и южной части Башкирского антиклинория. В кн.: «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования», изд. АН СССР, М.

Тимофеев Б. В. 1957. Споры Онежской свиты Карелии. Тр. ВНИГРИ НТО нефтяников. В сб.: «Геология и геохимия».

Тимофеев Б. В. 1966. Растительные остатки протерозоя Южной Карелии (данные микропалеофитологического исследования). В кн.: «Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии», Петрозаводск.

Тимофеев В. М. 1916. Об остатках поверхности лавового потока в Суйсарской древневулканической области. Тр. СПб. об-ва естествоиспыт., т. XXXVIII.

Тимофеев В. М. 1935. Петрография Карелии. Петрография СССР, сер. 1, Региональная петрография, вып. 5.

Тимченко И. П. 1950. Протерозойские кварциты и кварцито-песчаники Центральной и Южной Карелии. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 122 (№ 37).

Устиев Е. К. 1961. Анюйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма. Госгеолтехиздат.

Устиев Е. К. 1963. Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулканоплутонические формации. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12.

Хабаков А. В. 1933. Краткая инструкция для полевого исследования конгломератов. Госгеолразведиздат.

Хабаков А. В. 1940. Косая слоистость в каменноугольных и нижнепермских песчаниках Южного Урала. Тр. ВИМС, вып. 163.

Хабаков А. В. (науч. ред.). 1962. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. I. Обломочные и глинистые породы, Госгеолтехиздат.

Хайн В. Е. 1954. К проблеме классификации структурных участков земной коры. ДАН СССР, т. X, № 11.

Хайн В. Е. 1957. Некоторые вопросы происхождения и классификации складок земной коры. МОИП, отд. геол., т. XXXII, вып. 5.

Харитонов Л. Я. 1936. О деталях складчатости известняков Южного Оленьего острова на Онежском озере. В сб.: «Материалы по геологии и полезн. ископаемым КАССР», № 1.

Харитонов Л. Я. 1938. Новые данные по стратиграфии и тектонике Карельской формации Онего-Сегозерского водораздела. Тр. Ленингр. геол. треста, вып. 17.

Харитонов Л. Я. 1941. К стратиграфии и тектонике Карельской формации докембрия. Тр. Ленингр. геол. упр., вып. 23.

Харитонов Л. Я. 1949. Геология района д. Чебино — г. Медвежьегорск — рудник «Воронов Бор». Изв. Карело-Финск. научно-исслед. базы АН СССР, № 2.

Харитонов Л. Я. 1963. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма карелид. Сов. геология, № 4.

Хеннан Э. 1964. Анализ временных рядов. ИЛ, М.

Хейсканен К. И. 1964. Некоторые черты динамики осадконакопления в средне- и верхнеятулийском бассейне Центральной Карелии. Сов. геология, № 12.

Чернов В. М. 1960. Некоторые геологические факты о составе атмосферы в протерозое Карелии. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. XXVI.

Чернов В. М., Стенарь М. М. 1960. Стратиграфия карельских образований Западной Карелии. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. XXVI.

Чернов В. М. 1964. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. Изд. «Наука», М.—Л.

Шанцер Е. В. 1951. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 135.

Шведов М. С. 1934. Петрография осадочных пород. ГОНТИ.

Шатский Н. С. 1960. Принципы стратиграфии верхнего докембрия и объем рифейской группы. В кн.: «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». Докл. сов. геологов, XXI сессии МГК, проблема № 8.

Ярош П. Я., Старцев Г. Н. 1960. О первичных текстурах в зеленокаменных породах Полевского района на Среднем Урале. Тр. Свердловск. горн. ин-та, вып. 35.

Eskola P. E. 1925. On the petrology of Eastern Fennoscandia. 1. The mineral development of basic rocks in the Karelian formations. Fennia, Helsinki, 45, N 19.

Eskola P. E. 1948. Über die Geologie von Ostkarelien. Geol. Rund., Bd. 35, H. 2.

Hausen H. 1930. Geologie des Soanlahti-Gebietes im Südlichen Karelien. Bull. Comm. geol. Finl., Helsinki, N 90.

Moore J. G., Peck D. L. 1962. Accretionary lapilli in volcanic rocks of the western continental United States. J. Geol., vol. 70, N 2.

Metzger A. Th. 1924. Die jätulischen Bildungen von Suojarvi in Ostfinnland. Bull. Comm. geol. Finl., Helsinki, N 64.

Metzger A. Th. 1925. Die Kalksteinlagerstätten von Ruskeala in Ostfinnland. Fennia, Helsinki, 45, N 14.

Ramsay W. 1902. Om de prekambiska formationerna och bergveckningarna i den sydöstra delen af Fennoskandia. GFF, Stockholm, Bd. 24.

Ramsay W. 1903. Über die Geologie der precambrischen und archaischen Bildungen in Olonetz — Karelén. Förhand. vid. Nordiska Naturforskare- och Läkaremötet. Helsingfors, 7—12 Juli, 1902. Helsingfors.

Rankama K., Sahama T. H. 1950. Geochemistry. Chicago, 3, 912.

Sederholm J. J. 1899. Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. Bull. Comm. geol. Finl., Helsinki, N 6.

Vistelius A. B. 1961. Sedimentation time trend functions and their application for correlation of sedimentary deposits.—J. Geol., vol. 69, N 6.

Wood S. 1964. Some structures in the Darladion pillow lavas of the Tajvallich Peninsula. Argill. Geol. mag., vol. 101, N 6.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение (В. А. Соколов)	3
Часть I. Геология ятулийских отложений Центральной Карелии . . .	5
<i>Глава 1</i>	
Методики, использованные при изучении ятулийских вулканогенно-осадочных отложений (В. А. Соколов, Л. П. Галдобина, А. В. Рылеев, А. П. Светов, Ю. И. Сацук, К. И. Хейсканен)	5
Методы и приемы полевых исследований	6
Методы и приемы камеральной обработки материалов	8
Математическое моделирование процессов ятулийского осадконакопления	11
Методы и приемы суммирования и изображения фактического материала	14
<i>Глава 2</i>	
Стратиграфия ятулийских отложений (В. А. Соколов, Л. П. Галдобина, А. В. Рылеев, Ю. И. Сацук, А. П. Светов, К. И. Хейсканен)	17
Внутренняя стратиграфия ятулия	29
Базальные образования ятулия Центральной Карелии	29
Нижний ятулий	39
Средний ятулий	55
Верхний ятулий	72
Интрузивные основные породы ятулия	85
<i>Глава 3</i>	
Ятулийские тектонические структуры Центральной Карелии (В. А. Соколов)	89
<i>Глава 4</i>	
Типы разрезов ятулийских отложений и их корреляция (В. А. Соколов) .	94
Типы ятулийских отложений	94
Методы корреляции ятулийских отложений	95
<i>Глава 5</i>	
Сопоставление стратиграфических схем ятулийских отложений Центральной Карелии (В. А. Соколов)	101
Часть II. Литология и палеогеография ятулийских отложений . . .	103
<i>Глава 6</i>	
Краткая петрографическая характеристика ятулийских образований .	106
Осадочные породы ятулия	106
Группа конгломерато-песчаниковых пород (Л. П. Галдобина, Ю. И. Сацук, К. И. Хейсканен)	106
	365

Группа карбонатных пород	126
Акцессорные минералы ятулийских обломочных пород (В. А. Рылеев)	128
Характеристика микроэлементов в ятулийских осадочных образованиях (В. А. Рылеев)	133
Группа первичноглинистых пород (В. А. Соколов, Ю. И. Сацук)	134
Группа пород коры выветривания (В. А. Соколов, К. И. Хейсканен)	141
Вулканогенно-осадочные породы (Л. П. Галдобина, А. П. Светов)	150
Вулканогенные породы (А. П. Светов)	155
Петрохимические и геохимические особенности основных пород ятулийского вулканического комплекса	179

Глава 7

Первичные текстуры ятулийских пород	191
Текстуры терригенных пород (Л. П. Галдобина)	191
Слоистые текстуры ятулийских терригенных пород	191
Текстуры плоскостей напластования	223
Текстуры вулканогенно-осадочных пород (А. П. Светов, Л. П. Галдобина)	235
Текстуры вулканогенных пород (В. А. Соколов, А. П. Светов)	240
Текстуры эффузивных (излившихся) пород	240
Текстуры поверхностей лавовых потоков	245
Текстуры течения основных лав	246
Текстуры интрузивных основных пород (А. П. Светов)	251

Глава 8

Особенности строения ятулийских осадочных и вулканогенных толщ	256
Ритмичность и цикличность ятулийских осадочных толщ	256
Ритмичность осадочных толщ (В. А. Соколов, Л. П. Галдобина)	257
Цикличность ятулийских толщ (В. А. Соколов, Л. П. Галдобина)	282
Строение и типы лавовых потоков (В. А. Соколов, А. П. Светов)	285
Отдельность основных пород (А. П. Светов)	287

Глава 9

Фациальная обстановка, палеогеография ятулийского времени на территории Центральной Карелии и история формирования отложений (В. А. Соколов, Л. П. Галдобина, А. В. Рылеев, А. П. Светов, К. И. Хейсканен)	291
Фациальные обстановки ятулия	292
Палеогеография и история геологического развития ятулия	307
Период формирования базальных образований ятулия	307
Формирование нижнеятулийских отложений	311
Формирование среднеятулийских отложений	326
Формирование верхнеятулийских отложений	332
Формации ятулия	338
Постседиментационный этап развития ятулия	340

Глава 10

Прогнозирование полезных ископаемых на основе палеогеографического и палеовулканонологического изучения ятулийских образований (В. А. Соколов, А. В. Рылеев, А. П. Светов)	344
Заклучение	358
Литература	359